

B. I. G.
137852

MINISTERUL GEOLOGIEI
INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

ANUARUL INSTITUTULUI de GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

VOL. LX



lucrările congresului al XII-lea
al asociației geologice
carpato - balcanice

137852

TECTONICĂ
PETROL ȘI GAZE

BUCUREȘTI
1983



Institutul Geologic al României

Les auteurs assument la responsabilité
des données publiées



Institutul Geologic al României

MINISTERUL GEOLOGIEI
INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

MINISTÈRE DE LA GÉOLOGIE
INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

ANUARUL INSTITUTULUI DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

ANNUAIRE DE L'INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

VOL. LX
TOME LX

lucrările congresului al XII-lea
al asociației geologice
carpato - balcanice

travaux du XII^{ème} congrès
de l'association géologique
carpatho - balkanique



TECTONICĂ -
PETROL ȘI GAZE
TECTONIQUE -
PÉTROLE ET GAZ

BUCUREȘTI
1983



Institutul Geologic al României

Redactor responsabil: M. SĂNDULESCU
Tehnoredactare: I. SANDU, M. BREBAN
Traduceri: R. NEGREA, A. NĂSTASE, M. TOPOR
Ilustrația: V. NIȚU

*Dat la cules: februarie 1983. Bun de tipar: august 1983.
Tiraj: 750 ex. Hirtie scris I.A. Format 70 x 100/56 g.
Coli de tipar: 22. Comanda 60. Indicele de clasificare
pentru biblioteci: 55(058)*

I. P. „Informația”, str. Brezoianu 23-25, București, România



Institutul Geologic al României

CONTENU — CONTENTS — СОДЕРЖАНИЕ

TECTONIQUE — TECTONICS — ТЕКТОНИКА

Airinei Șt. Rapports géodynamiques entre la microplaque moesienne et l'arc carpatho-balkanique sur le territoire de la Roumanie	7
Balintoni I., Gheuca I., Vodă Al. Alpine and Hercynian Overthrust Nappes from Central and Southern Areas of the East Carpathian Crystalline-Mesozoic Zone	15
Balogh K. Problems of the Origin of the pre-Tertiary Great Tectonical Units of Hungary	23
Berza T., Kräutner H., Dimitrescu R. Nappe Structure in the Danubian Window of the Central South Carpathians	31
Cosma S., Vîlceanu P., Popescu I. La tectonique de la Dobrogea centrale et septentrionale	41
Császár G., Haas J., Halamai J., Hámor G., Korpás L. The Role of Late Alpine Tectonic Phases in the Geological History of Hungary	51
Grubić Al. Tectonic Feature and Mesozoic-Cainozoic History in East Serbia (Yugoslavia)	57
Horváth F., Royden L. H. Mechanical Model for the Formation of the intra-Carpathian Basins	65
Kovács S. The „Tisia Problem” and the Plate Tectonic Concept. Contributions Based on the Distributions of the Early Mesozoic Facies Zone	75
Kovács S., Péró Cs. Tectonic Front of a Dynaric-type Paleozoic in North Hungary	85
Körössy L. Die tektonische Karte Ungarns im Massstab 1: 500 000	95
Lăzărescu V., Dinu C. Characteristic Stages and Formations of the Romanian East Carpathians Evolution	107
Lupu M. The Mesozoic History of the South Apuseni Mountains	115
Mahel M. Inheritance — Basis of Crust Dissection and Particularities of Structure of the Individual Segments of the Alpides	125
Mahel M. La position du Pennique et des Bükkides dans les Carpathes Occidentales.	131
Motaș C. Nouvelles données sur les rapports structuraux entre les Carpathes Méridionales et la dépression gétique	141
Motaș C., Tomescu L. L'avant-fosse carpathique roumaine. Evolution et contenu	147
Mureșan M. Relations entre le massif alcalin de Ditrău et les nappes de charriage des Carpathes Orientales	159
Năstăseanu S., Maksimović B. La corrélation des unités structurales alpines de la partie interne des Carpathes Méridionales de Roumanie et de Yougoslavie	169
Paraschiv D. Stages in the Moesian Platform History	177



Paraschiv D. Sur les facteurs structogénétiques du secteur roumain de la plate-forme moesienne	189
Săndulescu M. Le problème de la marge continentale européenne dans l'aréal carpatho-balkanique	199
Sikošek B., Vukašinović M. La genèse de la structure néotectonique de la Serbie	209
Strutinski C., Paica M., Bucur I. The Supragetic Nappe in the Poiana Ruscă Massif — an Argumentation	221
Вялов О. С. Дискуссионные вопросы тектоники и стратиграфии Украинских Карпат	231
Вялов О. С., Гавура С. П., Даныш В. В., Кантолинский С. И., Кузовенко В. В., Кульчицкий Я. О., Лозыняк П. Ю., Царненко П. Н. Тектонические карты Украинских Карпат	239
Глушко В. В., Лозыняк П. Ю., Петрашкевич М. И. Новые представления об основных чертах строения предкарпатского прогиба...	247

PÉTROLE ET GAZ — PETROLEUM AND GAS — НЕФТЬ И ГАЗ

Albu E., Balteş N. Considérations sur l'âge du sel dans la zone des plis diapirs atténués et incipients de la Munténie et ses implications sur la genèse et la répartition des gisements d'hydrocarbures	257
Balteş N. Hydrocarbon Source-Rocks in Romania	265
Bérczi I., Dank V., Kókai J., Somfai A. Some New Petroleum Geological Results Obtained by Hydrocarbon Exploration Wells Drilled in the Hungarian Region of the Pannonian Basin	271
Bokov P., Monahov I. The Lower and Middle Jurassic Deposits — A New Oil and Gas Perspective Object in the Southern Part of the Moesian Platform (North Bulgaria)	285
Čech F. Relation of Hydrocarbon Deposits to the Deep Structure of the Pannonian Basin	291
Paraschiv D. A l'égard de la relation entre la distribution des gisements des hydrocarbures et la structure profonde de la plate-forme moesienne	297
Paraschiv D., Ichim Tr., Popa M. Non-Hydrocarbon and Mixed Gas Occurrences in the Romanian Part of the Pannonian Depression	307
Pătruț I., Butac A., Balteş N. Main Stages of Hydrocarbon Generation and Accumulation on the Romanian Territory of the Moesian Platform	315
Stănculescu C. Contributions à la connaissance de la géologie de l'avant-fosse des Carpathes Orientales entre les vallées de Suceava et de Putna (Vrancea) et ses perspectives pétrolifères	323
Черницкий Ю., Явор Е., Карниковский П., Кораб З. Геологические условия залегания скоплений углеводородов в Предкарпатском прогибе Польши	333
Шпак П. Ф., Палий А. М., Иванюта М. М., Буров В. С., Самарский А. Д., Хныкин В. И. Новые нефтегазоносные направления к Карпатской и Причерноморско-Крымской нефтегазоносных провинциях	343



TECTONIQUE
TECTONICS
ТЕКТОНИКА



Institutul Geologic al României



RAPPORTS GÉODYNAMIQUES ENTRE LA MICROPLAQUE MOESIENNE ET L'ARC CARPATHO-BALKANIQUE SUR LE TERRITOIRE DE LA ROUMANIE¹

PAR

ȘTEFAN AIRINEI²

Introduction. Les tentatives d'encadrer le territoire de la Roumanie dans le concept de la tectonique des plaques — en se fondant sur les anomalies gravimétriques régionales de maximum et de minimum, corroborées aussi par toutes les données géophysiques existantes — ont délimité la microplaque moesienne (notée sur la planche annexe avec *C*) située aussi bien en territoire roumain que bulgare. Sur le territoire de la Roumanie, la microplaque moesienne se trouve en contact immédiat avec la microplaque de la Mer Noire (*D*) au Nord-Est et avec la microplaque interalpine (*B*) dans sa partie nord-ouest et ouest.

Le contact entre la microplaque moesienne et la microplaque de la Mer Noire est du type collision avec glissement le long du plan de rencontre, la seconde ayant probablement la vitesse de déplacement la plus grande, ce qui la met en rapport de subduction avec la microplaque interalpine. Une première conséquence des rapports mentionnés est que la limite de glissement entre les microplaques moesienne et de la Mer Noire est le siège de fréquents séismes normaux et, fort rarement, de séismes intermédiaires (le long de la ligne Călărași-Ploiești-Cîmpina) tandis que la limite de subduction entre les microplaques de la Mer Noire et celle interalpine est le siège des séismes bien connus, intermédiaires et normaux, de la région de courbure des Carpathes Orientales (région de Vrancea).

Le contact entre les microplaques moesienne et interalpine est plus complexe et suggère, pour les rapports géodynamiques, deux phases successives : de subduction et de collision avec glissement longitudinal. Il semble que l'existence de ce contact complexe ait joué un rôle fondamental dans la formation des Carpathes Méridionales et de l'arc carpatho-balkanique (Airinei, 1977). Les données géophysiques potentielles pour l'argumentation de la formation de la chaîne méridionale des Carpathes de Roumanie par paléo-subduction et collision, dans le concept de la tec-

¹ Note présentée au 12-ème Congrès de l'Association Géologique Carpatho-Balkanique, le 8-13 septembre 1981, Bucarest, Roumanie.

² Université de Bucarest, Faculté de géologie et géographique, Chaire de géologie et géophysique, Bd. N. Bălcescu no. 1, Bucarest.



tonique des plaques, ont été corroborées et analysées dans un travail récent (Airinei, 1981). Il résulte de l'intégration des données géophysiques et de leur analyse en regard de celles de la géologie, non seulement des parallélismes qui ont valeur d'arguments évidents à l'appui de ce modèle, mais aussi l'argumentation que l'arc carpatho-balkanique est un produit direct de ce rapport géodynamique complexe et, plus encore, des indications attestant la continuation du processus de subduction de la microplaque moesienne sous la microplaque interalpine (les séismes danubiens et du Banat, les observations géodynamiques des observatoires géogravimétriques de Padeș-Gorj et de Crăciunești-Deva ainsi que les mouvements verticaux néotectoniques différenciés et nettement délimités par un gradient horizontal rapide entre la région montagneuse en cours de soulèvement et la zone adjacente de la dépression pannonienne en subsidence).

Les résultats de mesures géophysiques porteurs de signaux paléo- et néotectoniques favorables à la thèse de la formation de la branche méridionale des Carpathes, de même que l'arc carpatho-balkanique, par effet de paléo-subduction et collision, sont apparemment peu nombreux ; ils justifient néanmoins l'effort pour faire progresser l'argumentation du modèle cartographique qui accompagne ce texte, en vue de la rapprocher autant que possible de la réalité physique et géologique discutée.

Modèle à éléments structuraux profonds reflétant des rapports géodynamiques entre la microplaque moesienne et l'arc carpatho-balkanique (pl.). Le canevas tectonique général du modèle est en accord avec les éléments structuraux de la Carte tectonique de l'Europe (Bogdanov et al., 1964). L'échelle du modèle a permis une séparation compréhensive des terrains métamorphiques et éruptifs, particulièrement complexes dans la zone médiane des chaînes. Les champs de fractures crustales (notés $G_1 - G_{15}$) sont tracés sur le territoire de la Roumanie tels qu'ils résultent d'observations gravimétriques (Gavăț et al., 1965 ; revues en 1968) de même que le champ de fractures régionales des Carpathes Méridionales, avec des prolongements dans la région de courbure des Carpathes Orientales (Airinei, 1971), le champ de fractures régionales de l'Est du Banat (Airinei, Stoenescu, 1964), ceux de Yougoslavie déchiffrés dans les investigations géophysiques régionales, gravimétriques et magnétiques (Bilibajkić et al., 1977), corroborés par d'autres informations physico-géologiques de premier ordre (Dragašević, 1964 ; Aleksić et al., 1964 ; Antonijević et al., 1964 ; Grubić, 1964 ; Hadži et al., 1964) et, plus modestement, ceux du territoire bulgare (Bončev, 1966 ; Aleksić, Kalenić, 1977).

Bien que les significations des éléments tectoniques définis par des moyens géophysiques et en grande partie admises par les tectoniciens comportent un certain degré d'hétérogénéité du point de vue interprétatif, elles constituent une base de départ cohérente pour déterminer les rapports géodynamiques existants entre la microplaque moesienne et la microplaque interalpine dans l'aire de l'arc carpatho-balkanique. Avant d'esquisser la nature des rapports géodynamiques et de leurs effets physico-géologiques, il convient de relever les parallélismes qui existent entre le contour de la microplaque moesienne et les plissements subis par les forma-



tions du géosynclinal et du socle à la suite de la succession des contacts géodynamiques mentionnés. Une publication récente (Pavlescu Nitu, 1977) présente une synthèse concentrée des données géologiques qui relève les principales caractéristiques pétrographiques et de structure de la zone de l'arc carpatho-balkanique et rattachées à la formation de ce dernier. On y observe en premier lieu un parallélisme parfait entre le système montagneux carpatho-balkanique et la dépression antérieure. Cette caractéristique dominante est imposée par les formes semi-circulaires de toutes les structures de la partie montagneuse et de la dépression qui l'accompagne, indifféremment de leur âge et de leur profondeur. La courbure et le parallélisme sont présents dans tous les types de structures, grandes et petites (failles, plis, clivages, foliation etc.) et affectent même, partiellement, les massifs granodioritiques de l'autochtone par l'effet — de l'avis des auteurs — de la prédominance des mouvements horizontaux du type de ceux considérés dans la tectonique globale. Analysant ces données en comparaison de celles d'âge radiométrique des roches datées, les auteurs considèrent que, bien que les Carpathes Méridionales présentent une structure complexe, avec des éléments hétérogènes allant des roches protérozoïques jusqu'à celles actuelles, leur aspect actuel leur a été imprimé par la tectonique alpine coordonnée dans cette zone par les déplacements horizontaux différenciés entre les blocs continentaux suivants: plate-forme moesienne, autochtone danubien, domaine gétique et le cristallin des Monts Apuseni. Les processus tectoniques appartiennent, selon les mêmes auteurs, à deux étapes: la première, qui va jusqu'à la fin du Crétacé, dominée par les mouvements de compression transversale (accompagnés de phénomènes de subduction, chevauchement, charriage etc.) et la seconde, post-crétacée, dominée par des mouvements de translation longitudinale. Il en a résulté que la courbure et le parallélisme des structures se sont produits en rapport de la plate-forme moesienne et ont eu pour support physique le phénomène de fluage tectonique.

Ce qui suit contient une énumération des effets morphologiques et structuraux ainsi que les phénomènes associés causés par les processus de paléo-subduction et de collision avec glissement longitudinal entre les microplaques de type continental — moesienne et interalpine — et pour lesquels il existe des arguments d'ordre géophysique et géologique.

Les observations à l'échelle planétaire au sujet des effets causés par ces deux types de contacts entre les plaques et microplaques lithosphériques en mouvement, et que l'on peut déchiffrer dans la croûte des Carpathes Méridionales et de l'arc carpatho-balkanique peuvent être résumées comme suit:

— Dans le cas de la subduction, les principaux effets morphologiques et structuraux se rapportent au bombement externe de la plaque plongeante, à la formation des bassins frontal et marginal (interne) ainsi qu'à l'activité magmatique.

— Dans le cas de la collision, avec ou sans glissement, les principaux effets morphologiques et structuraux ainsi que les effets associés concernant la mise en place des nappes du socle, le métamorphisme et sa distribution, le marquage et l'écrasement des marges continentales (y-compris la formation et l'activation de failles transformantes intercontinentales),



les mouvements verticaux consécutifs à la collision et la formation de la chaîne de collision.

Avant de faire la revue de la documentation géophysique et géologique des éléments énumérés, quelques explications sont nécessaires sur la succession des phases de la convergence de la microplaque moesienne avec la microplaque interalpine. La première phase suppose en principe que la microplaque moesienne était bordée, avant d'entrer en subduction, de croûte océanique sur ses marges Nord et Ouest (d'une densité moyenne nécessairement plus grande que celle du matériel visqueux asthénosphérique); les informations concernant cette phase, où s'est produit le chevauchement de la microplaque interalpine sur la microplaque moesienne (entrée en subduction) sont encore insuffisantes. De même, pour ce qui est de la fosse océanique où a commencé l'épisode de superposition, on ne sait guère chose que la suite d'informations géologiques et géophysiques (gravimétriques et sismiques) associées à l'idée que c'est sa paléo-aire qu'évoluera et se formera au cours des temps la dépression précarpathique, dans son ensemble, c'est à dire le „bassin frontal” avec des sédiments épais allant du Crétacé au Pliocène (les sédiments plus anciens appartenant à la couverture des microplaques entrées en collision). Il est probable que le moment de cessation de la subduction (quand la croûte continentale de la microplaque moesienne est entrée en collision directe, au niveau de la fosse océanique, avec la croûte continentale de la microplaque interalpine) représente une période assez longue. Les tremblements de terre et les mouvements verticaux récents de la croûte dans le territoire du Banat prouvent que tant au moins le segment occidental de la microplaque moesienne est encore actif, soumis à un lent mouvement de subduction. La frontière entre les plaques en collision est marquée, en principe, par les „marges continentales actives”, qui sont de type cordillère. Dans le cas du territoire qui nous intéresse, étant donnée la complexité des processus de la convergence avec glissement longitudinal, cette frontière s'est déplacée continuellement.

Pour ce qui est des effets morphostructuraux appartenant à l'étape de la paléo-subduction, nous mentionnons à leur sujet les attestations physico-géologiques suivantes :

— L'existence du „seuil valaque” (Dumitrescu et al., 1962), en tant qu'élément de la suite de seuils, horsts, cordillères et dépressions dans le soubassement profond du flanc extérieur du géosynclinal carpathique, localisés par des moyens géophysiques et par le forage profond (Gavăț et al., 1971) et résultant très probablement du bombement subi par le flanc nord de la microplaque moesienne pendant sa plongée dans l'asthénosphère, suite localisée dans la zone de distension produite sur le versant externe de la fosse océanique. Un détail du bombement de la microplaque moesienne a été enregistré localement, sur le territoire de l'Olténie, par sismique réfraction, au niveau de la discontinuité Moho (Rădulescu et al., 1977);

— L'anomalie gravimétrique de minimum constatée devant la chaîne des Carpathes Méridionales, qui s'étend aussi devant la chaîne balkanique, représente l'effet des sédiments épais post-jurassiques de la dépression prémontane, en tant qu'élément structural plus récent du bassin frontal installé en correspondance de la fosse océanique créée au cours de la subduction. De manière analogue, des anomalies gravimétri-



ques de minimum reflètent des segments du bassin marginal installé en arrière de la chaîne des Carpathes Méridionales, fortement fragmenté et déformé par des mouvements tectoniques ultérieurs;

— L'anomalie isostatique (Socolescu et al., 1954) de la zone de convergence des microplaques moesienne et interalpine composée d'un terme positif correspondant au bombement externe de la plaque plongeante et d'un terme négatif correspondant aux sédiments accumulés dans la paléo-fosse océanique — atteste les tendances de réajustage isostatique par des mouvements verticaux qui se prolongent jusque dans l'Actuel (Corney et al., 1979), mouvements installés après le ralentissement du processus de subduction qui avait causé le déséquilibre isostatique;

— Le plan de charriage le plus jeune, de la partie externe du tas prémontan de sédiments (en tant qu'élément constitutif du „prisme d'accrétion tectonique” de la croûte continentale dans la zone de convergence), mis en évidence par observations sismiques et que les géologues considèrent être matérialisé extérieurement par la „faille péricarpathique” sous un angle très aigu avec le socle sur lequel il repose (Dîcea, Tomescu II, 1969);

— Les déformations subies par la microplaque interalpine dans le processus de chevauchement se rapportent, par suite des forces tangentielles, au début des charriages (synthétiques et antithétiques) qui continuent à soulever de nombreux problèmes dans la géologie des Carpathes Méridionales et des Balkans;

— Le début du processus de formation de la chaîne montagneuse et le soulèvement, dans la pré-zone de chevauchement de la microplaque interalpine, des masses denses sous-crustales et leur installation sous la forme d'un bombement longitudinal attesté par l'anomalie gravimétrique de maximum (Airinei, 1971) s'accompagne d'un amincissement considérable de la croûte continentale;

— Les décrochements parallèles à la frontière entre les microplaques (en tant qu'éléments distensifs), aussi bien dans la microplaque interalpine (de part et autre du bombement de matière sous-crustale) que dans la microplaque moesienne plongeante, décrochements résultant de déplacements relatifs obliques, sont de mieux en mieux documentés gravimétriquement et sismiquement;

— La mise en évidence, par des mesures géophysiques de détail et par l'observation géologique, des structures transversales (en tant qu'éléments compressifs, principalement sous forme de faisceaux de fractures).

Les attestations physico-géologiques des effets morphostructuraux appartenant à l'étape de collision sont essentiellement les suivantes :

— Les données de sismique réfraction peu nombreuses, observées le long de la vallée du Jiu jusque dans le bassin de Hațeg (Rădulescu et al., 1977) fournissent les premières indications sur les charriages des nappes du socle continental (connues sous l'appellation de nappe gétique) terrains détachés de la surface de la microplaque interalpine pendant son chevauchement par dessus des formations plus jeunes et partiellement déversées au delà de sa limite extérieure. La nappe gétique est constituée de matière crustale, à laquelle participent sporadiquement des roches mantelliques (plus plastiques, telle la péridotite, serpentinisée ou non)



ce qui est une preuve qu'elle s'est détachée et décollée à un niveau situé à l'intérieur de la lithosphère, sur la discontinuité Moho ou dans son voisinage ;

— On ne dispose pas de données géophysiques interprétées (de la catégorie principalement associée aux paléo-températures et paléo-presion allant de valeurs élevées à valeurs modérées) qui puissent expliquer le métamorphisme et sa fréquence dans les zones d'une certaine profondeur de la cordillère méridionale. Les datations par isotopes groupent les roches granitoïdes, migmatiques et métamorphiques en trois catégories (> 400 MA, de 350 à 200 MA et < 160 MA) qui reflètent des rajeunissements substantiels, surtout pour les plus anciennes, en fonction des contraintes géodynamiques subies ;

— La morphologie de la discontinuité Moho déduite des données gravimétriques (Socolescu et al., 1964) et sismiques (Rădulescu et al., 1977) révèle un épaississement considérable de la croûte sous la chaîne des Carpathes Méridionales (> 40 km) qui représente sa racine dans le manteau (connue aussi sous le nom de dépression Moho, produite par le maintien de l'équilibre isostatique). Le soulèvement de la chaîne montagneuse et l'enracinement de la croûte continentale sont conséquences rapides de l'orogénèse par collision de continent à continent, consécutive à la tectonogenèse, comme suite de la superposition de la nappe du socle de la microplaque interalpine sur la croûte continentale de la microplaque moesienne. L'érosion continue du relief entretient et prolonge des mouvements verticaux comme réponse isostatique au déséquilibre causé par toute la suite géodynamique ;

— Des observations géophysiques (gravimétriques et sismiques) offrent des données quantitatives sur la morphologie et l'épaisseur des sédiments molassiques des deux fosses jeunes, allongées tectoniquement entre des failles parallèles à la ligne de relief (produites à la suite du mouvement en sens inverse du socle continental de la chaîne montagneuse en soulèvement) ;

— Des données géogravimétriques récentes (Zugrăvescu et al., 1980, 1981) suggèrent la possibilité que les rapports géodynamiques entre les microplaques moesienne et interalpine continuent à être actifs. Le traitement des enregistrements maréiques indique, après élimination de l'effet maréique proprement-dit, deux directions des inclinaisons préférentielles des pendules : N—S, à l'observatoire de Padeș-Gorj et O—E, à l'observatoire de Crăciunești-Deva. Cette constatation a suggéré aux auteurs l'explication que les directions opposées, O—E à Padeș-Gorj et N—S à Crăciunești-Deva, se comportent comme des directions tectoniquement rigides ; nous ajoutons que ce comportement pourrait être dû au fait que la compression maxima de la microplaque moesienne sur la microplaque interalpine se produirait justement suivant les „composantes normales” du mouvement de la microplaque moesienne vers les directions de deux observatoires.

En guise de conclusion. Les rapports géodynamiques entre les microplaques moesienne et interalpine qui justifient l'idée du soulèvement des Carpathes Méridionales et de la formation de l'arc carpatho-balkanique par effet de paléo-subduction et collision sont documentés géologiquement et



géophysiquement par des signaux paléo- et néotectoniques. Bien que ces signaux ne soient pas encore nombreux, les signaux sismiques en particulier, ils justifient et encouragent les efforts futurs, expérimentaux et de réflexion, destinés à améliorer le modèle proposé en y introduisant des éléments toujours plus proches de la réalité physico-géologique du sous-sol du territoire soumis à la discussion. Nous retenons que les arguments géologiques convergent dans le sens de l'idée qui résulte des arguments géophysiques. Il en résulte la nécessité d'unir les efforts géophysiques et géologiques dans le but commun d'une connaissance toujours meilleure.

BIBLIOGRAPHIE

- Airinei St., Stoicescu, S. (1964) Rapport, archives de l'Institut de géologie et géophysique, București.
- (1971) La structure profonde de la branche orientale des Carpathes Méridionales reflétée par l'anomalie de la gravité et l'anomalie magnétique ΔZ_A . *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 15, p. 343–349, Budapest.
 - (1977) Anomalies gravimétriques régionales pouvant refléter des segments de plaques et de microplaques de la lithosphère sur le territoire de la Roumanie. In : Histoire structurale des Bassins Méditerranéens. Symp. intern., Split 1976, Edit. Technip, p. 341–352, Paris.
 - (1980) Radiografia geofizică a subsolului României. Edit. științ. enciclop., București.
 - (1981) Potential geophysical arguments to explain by the plate-tectonics concept the setting up by collision of the southern catena of Carpathians in Romania. *Rév. roum. géol., géophys., géogr., Géophys.*, 25, p. 75–81, București.
- Aleksić V., Kalenić, N., Pantić N., Hadži E. (1964) Historical geology of the evolution of continental, transitional-oceanic and oceanic lithosphere in Serbia and surrounding areas. In *Metallogeny and concepts of the geotectonic development of Yugoslavia*. p. 73–87, Belgrad.
- Kalenić N. (1977) Disparition des structures prétyriennes — base de l'interprétation morphostructurale de l'arc carpatho-balkanique. In : *Metallogeny and plate-tectonics in the NE Mediterranean*, p. 263–270, Belgrad.
- Antonijević I., Grubić A., Djordjević M. (1964) The upper Cretaceous paleorift in eastern Serbia. In : *Metallogeny and concepts of geotectonic development of Yugoslavia*, p. 73–87, Belgrad.
- Bilibajkić P., Bilibajkić D., Jančić T., Mladenović M. (1977) On geostructural characteristics of Yugoslavia based on regional gravimetric and geomagnetic terrestrial investigations. In : *Metallogeny and plate-tectonics in the NE Mediterranean*, p. 307–319, Belgrad.
- Bogdanov A. A., Muratov M. V., Şaţki N. S. (1964) Carte tectonique de l'Europe. Maison d'Édition Nauka, Moskva.
- Bončev E. (1966) Revue générale de la structure géologique de la Bulgarie. *Bull. Inst. Geol.*, 15, p. 5–24, Sofia.
- Cornea I., Drăgoescu I., Popescu M., Visarion M. (1979) La carte des mouvements verticaux récents de l'écorce terrestre de la Roumanie. *Stud. cerc. geol., geofiz., geogr., Geofiz.*, 17, 1. p. 3–21, București.

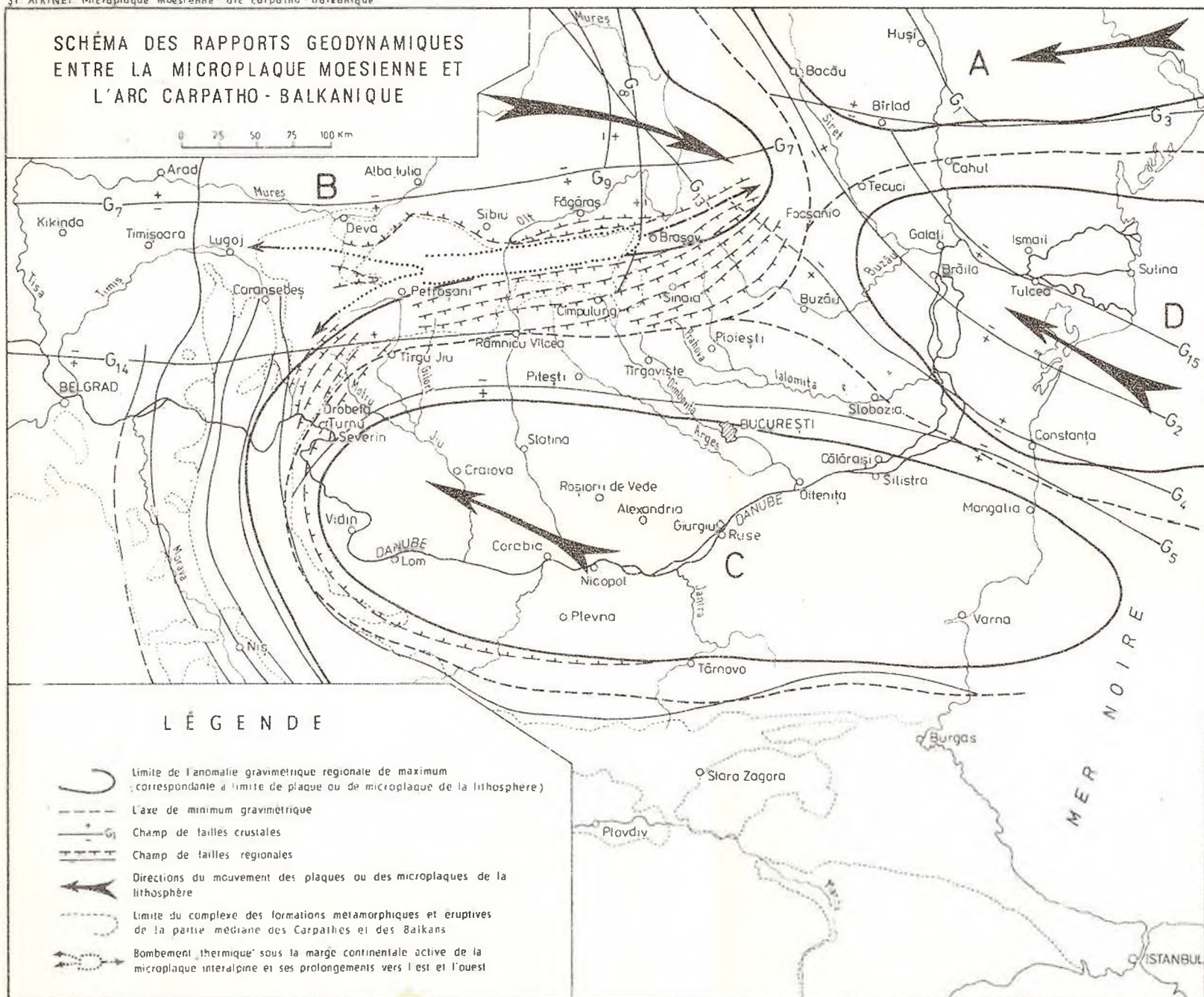


- Dimitrijević N., Grubić A. (1977) Models of geotectonics development of the north-eastern Mediterranean. In: Metallogeny and plate-tectonics in the NE Mediterranean, p. 21–103, Belgrad.
- Dragasević T. (1964) Contemporary structure of the Earth crust and upper mantle on the territory of Yugoslavia. In: Metallogeny and concepts of the geotectonic development of Yugoslavia, p. 73–87, Belgrad.
- Dumitrescu I., Săndulescu M., Lăzărescu V., Mirăuță O., Pauliuc S., Georgescu C. (1962) Mémoire à la Carte tectonique de la Roumanie. *An. Com. Geol.*, XXXII, p. 5–96, București.
- Gavăț I., Airinei St., Botezatu R., Socolescu M., Stoienescu S., Vencov I. (1965) Contributions de la gravimétrie et de la magnéto-métrie à l'étude de la structure profonde du territoire de la R. P. Roumaine. *Rév. roum. géol. géophys., géogr.*, *Géol.*, 9, p. 81–107, București.
- Airinei St., Barbu C., Tomescu L. (1971) Seuils, horsts et cordillères dans la structure profonde des Carpathes entre les vallées de l'Olt et du Trotuș. *Rév. roum. géol., géophys., géogr.*, *Géol.*, 15, p. 3–41, București.
- Grubić A. (1964) Eastern Serbia in the light of the new global tectonics: consequences of this model for the interpretation of the tectonics of the northern branch of the Alpides. In: Metallogeny and concepts of the geotectonic development of Yugoslavia, p. 179–211, Belgrad.
- Hadži E., Pantić N., Alekić V., Kalenić M. (1964) The Alpides of southern Europe in the light of plate-tectonics. In: Metallogeny and concepts of the geotectonic development of Yugoslavia, p. 275–310, Belgrad.
- Pavelescu L., Nitu G. (1977) Le problème de la formation de l'arc carpatho-balkanique. *An. Univ. București, Geol.*, XXVI, p. 19–35, București.
- Rădulescu F., Pompilian A., Sova A. (1977) Deep seismic sounding in Romania (Craiova-Petroșani area). *Rév. roum. géol., géophys., géogr.*, *Géophys.*, 21, 2, p. 273–276, București.
- Socolescu M., Popovici D., Visarion M., Roșca V. (1964) Structure of the Earth crust in Romania as based on the gravimetric data. *Rév. roum. géol., géophys., géogr.*, *Géophys.*, 8, 1, p. 3–11, București.
- Socolescu M., Ciocârdel R., Airinei St., Popescu M. (1975) Fizica și structura scoarței terestre din România. Edit. tehn., București.
- Zugrăvescu D., Delion D., Fătulescu I., Dorobanțu R. (1981) The tilts of the Earth's crust at Padeș-Gorj and Crăciunești-Deva Observatories. *Rév. roum. géol. géophys., géogr.*, *Géophys.*, 25, p. 3–16, București.



SCHEMA DES RAPPORTS GEODYNAMIQUES ENTRE LA MICROPLAQUE MOESIENNE ET L'ARC CARPATHO-BALKANIQUE

0 25 50 75 100 km



ALPINE AND HERCYNIAN OVERTHRUST NAPPES FROM CENTRAL AND SOUTHERN AREAS OF THE EAST CARPATHIAN CRYSTALLINE-MESOZOIC ZONE¹

BY

ION BALINTONI², ION GHEUCA², ALEXANDRU VODĂ³

Evolution of Ideas

The East Carpathian Crystalline-Mesozoic Zone presents a complex structure, consisting of overthrust nappes emplaced during two orogenic cycles: Alpine and Hercynian. Among the authors who contributed to the study of the tectonics of the Crystalline-Mesozoic Zone it is worth mentioning Uhlig (1907), Reinhard (1911), Popescu-Voitești (1929), Kober (1931), Streckeisen (1934), Th. Kräutner (1938), Savul (1938), Săndulescu (1967, 1975 a, 1975 b, 1976, 1980), Joja et al. (1968), H. Kräutner (1968), Bercia, Bercia (1970), Streckeisen, Hunziker (1974), Bercia et al. (1975), Kräutner et al. (1975), Mureșan (1976), Bercia et al. (1976). These last years the authors of the present study have offered a new image of the structure of the central and southern areas of the East Carpathian Crystalline-Mesozoic Zone. It is a synthesis of the contributions of other scientists which leads to a structural model with no internal contradictions. The study by Săndulescu (1967) and the synthesis achieved by Bercia et al. (1971) represent important steps in the understanding of the structural problems related to the East Carpathian Crystalline-Mesozoic Zone. Săndulescu founds the study of the Alpine structure of the Crystalline-Mesozoic Zone, while Bercia and collaborators mark the main points in the study of the basement structure of Alpine overthrust nappes and of the boundaries among them. The complex and apparently contradictory evolution of the investigation of the structure of the East Carpathian Crystalline-Mesozoic Zone is mainly due to the parallel drawn between overthrust nappes

¹ Paper presented at the 12th Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association, September 8–13, 1981, Bucharest, Romania.

² Institute of Geology and Geophysics, str. Caransebeș 1, 78344 Bucharest, Romania.

³ Geological Enterprise for the Prospection of Solid Mineral Substances, str. Caransebeș 1, 78344 Bucharest, Romania.



of different ages. Conclusive data which allowed the clearing up of this problem have been recently obtained.

Alpine Overthrust Nappes

The Alpine structure of the southern part of the East Carpathian Crystalline-Mesozoic Zone has been schematically presented by Săndulescu (1967), mainly based on the results of the investigations carried out in the Hăghimaş syncline. The author takes also in consideration the contributions of Uhlig (1907) and Kober (1931). By partly taking over the information offered by Bercia et al. (1971, 1976) and carrying his own investigations on, Săndulescu enlarged upon the scheme of 1967 and extended it to the entire Crystalline-Mesozoic Zone (1972, 1975 a, b, 1976, 1980). He distinguished between two systems of overthrust nappes emplaced during the Mesocretaceous paroxysmal tectogenesis: the upper Transylvanian nappe system and the lower Central East Carpathian nappe system. The Transylvanian nappes are cover nappes, mainly gravitationally emplaced. The Central East Carpathian nappes also contain pre-Mesozoic metamorphics (basement) and were generated especially by shearing. From top to bottom, the Central East Carpathian nappes, which are the object of our study, are as follows: the Bucovinian Nappe, the Sub-bucovinian Nappe and the Infrabucovinian Nappes.

Săndulescu has mentioned that the number of Mesocretaceous overthrust nappes of the Crystalline-Mesozoic Zone should be equal to the number of Alpine stratigraphic sequences, with distinct facies features that may be recognized within the pile of rocks of the Crystalline-Mesozoic Zone. Because of the fact that the Alpine stratigraphic sequences have been partly or wholly removed on wide areas, prior to the Mesocretaceous paroxysmal tectogenesis, it has been lately demonstrated that they are superposed in all the cases mentioned by Săndulescu (only Central East Carpathian nappes are had in view). This conclusion has been arrived at by studying the metamorphic formations. The validity of Săndulescu's hypothesis on the Alpine structure of the Crystalline-Mesozoic Zone confirms the similarity between the configuration of the sedimentation area involved in Mesocretaceous overthrusts and that one of the flysch area. It means it was geomorphologically divided into elongated basins, parallel to the present-day East Carpathian belt. The Central East Carpathian nappes marked on the appended structural sketch are the following: the Bucovinian Nappe (Săndulescu, 1967) the Sub-bucovinian Nappe (Săndulescu, 1967); the Iacobeni Infrabucovinian Nappe (Bercia et al., 1971); the Borcut-Ulm Infrabucovinian Nappe (Vodă, Vodă, 1981). The Borcut-Ulm Nappe is overlain by the Iacobeni Nappe and crops out in the Şaru Dornei-Păltiniş area.

Hercynian Overthrust Nappes and Problems Related to Them

It is Streckeisen (1934) who first mentioned the Hercynian overthrust nappes within the East Carpathian Crystalline-Mesozoic Zone, assigning the Rarău Nappe to this age (it is the Rarău Nappe of the



Bucovinian Nappe basement, identified as Mesocretaceous nappe by Popescu-Voitești in 1929). Streckeisen's hypothesis was based on the absence of Mesozoic sediments below the Rarău Nappe. Although this argument alone proved insufficient for dating the pre-Mesocretaceous age of an overthrust nappe, as Alpine stratigraphic sequences were sporadically preserved below Mesocretaceous overthrust nappes, finally the Rarău Nappe was confirmed to be Hercynian in age. Later on, the pre-Mesocretaceous age of the Rarău Nappe of the Bucovinian Nappe basement was better argued by Săndulescu (1972, 1975 a, 1976), Streckeisen and Hunziker (1974) and Zincenco in Zincenco and Vlad (1978). The individualization and dating of all overthrust nappes that take part in the structure of the East Carpathian Crystalline-Mesozoic Zone were conditioned by the following factors:

1. the thorough and proper delimitation of metamorphosed lithostratigraphic units;
2. the statement of principles for recognizing the overthrust planes within an apparently unitary metamorphics pile;
3. the statement of sure criteria of dating the overthrust nappes that consist only of metamorphics.

At the time when these factors were insufficiently known, Hercynian and Alpine overthrust nappes had been frequently paralleled. These impeded on the acceptance of the hypothesis according to which the East Carpathian Crystalline-Mesozoic Zone consists of overthrust nappes that had been generated during two orogeneses. In the present paper we are going to treat only on the third factor.

The relations between the Ditrău alkaline massif and the surrounding metamorphics and their significance

The Ditrău alkaline massif was assigned the Middle Jurassic age by K—Ar isotopic dating, by Bagdasarjan (1972) and Streckeisen and Hunziker (1974). Streckeisen (Streckeisen, Hunziker, 1974) introduces two maps of the metamorphic rocks occurring round the massif. The years 1972—1974 should be considered as a turning point in the study of the structure of the Crystalline-Mesozoic Zone, as any tectonic relationship prior to the emplacement of the Ditrău massif must be of pre-Middle Jurassic age, that is probably pre-Alpine. However the importance of this relationship has been noticed rather late. The first step consisted in the delimitation of the lithostratigraphic units intruded by the Ditrău massif, while the second was represented by the interpretation of the relationships among these units. Streckeisen (Streckeisen, Hunziker, 1974) mentions two lithostratigraphic units intruded by the Ditrău massif: an upper unit, the Rarău Series; a lower unit, built up of the metamorphic Bistrița-Barnar (Rebra), Sărmaș (similar to the Negrișoara Series — Balintoni, 1981) and Tulgheș Series. According to Streckeisen, these series would represent transitions from one into the other as regards both sedimentation and metamorphism. The Rarău Series overlies in overthrust



nappe position the lower lithostratigraphic unit, proving a pre-Alpine age of the overthrust. No comments are given upon the base of the lower lithostratigraphic unit. Săndulescu (1975 b) places the Ditrău massif in the Bucovinian Nappe, which consists of two tectonic elements prior to the intrusion of the Ditrău massif: the Rarău Gneiss Nappe and the other metamorphics of the Bucovinian Nappe basement. Mureșan (1976) and Bercia et al. (1976) mention the occurrence, round the Ditrău massif, of rocks belonging to the Tulgheș Series, which would be included into two Mesocretaceous overthrust nappes (the Mestecăniș and Putna Nappes, described by Mureșan and the Rodna-Mestecăniș and Bucovinian Nappes, according to Bercia et al.) undelimited in this area of the East Carpathians. Thus, in both cases it is hard to locate the Ditrău massif in either of nappes. An important step forward is taken by Zincenco (Zincenco, Vlad, 1978). According to Zincenco, the Ditrău massif contacts the following lithostratigraphic units (from bottom to top): the Rebra Series; the Pietrosu Bistriței Formation; the Tulgheș Series; the Rarău Series. All these lithostratigraphic units form together the Mesocretaceous Bucovinian Nappe and overthrust the Mesozoic sediments in Sub-bucovinian facies at Tomești. The relationship between the Rarău and Tulgheș Series is an overthrust relationship. The Rebra Series, the Pietrosu Bistriței Formation and the Tulgheș Series occur in pre-metamorphic transgression relations. Another step forward is taken by Balintoni (1981) who recognized, from bottom to top, the following lithostratigraphic units, which are crossed by the Ditrău massif: the Rebra Series, the Negrișoara Series (previously named the Pietrosu Bistriței Formation); the Tulgheș Series; the Mindra Formation; the Bretila Series (the Rarău Series, according to Zincenco). These lithostratigraphic units form together the basement of the Mesocretaceous Bucovinian Nappe. If from the lithostratigraphic point of view, Balintoni adds the Mindra Formation only, from the structural one, unlike Zincenco, he considers that all the relationships among the above mentioned lithostratigraphic units are overthrust ones.

Evidence of the Hercynian age of the tectonic units in the Bucovinian Nappe basement

The moment of emplacement of the tectonic units that build up the Bucovinian Nappe basement may be established based on the following data which supplement each other: (1) they are intersected by the Ditrău massif (Streckeisen, in Streckeisen and Hunziker, 1974; Zincenco, in Zincenco and Vlad, 1978; Balintoni, 1981); (2) except for the upper nappe, they are deprived of Mesozoic sedimentary covers (Streckeisen, 1934, and in Streckeisen and Hunziker, 1974; Balintoni, Gheuca, 1981); (3) the overthrust plane between the Rarău Nappe and the one inferior to it is in places transgressively overlain by sediments starting with the Lower Triassic (Săndulescu, 1975 a); (4) the upper parts of the component lithostratigraphic units have been highly retromorphosed during one of the tectogenetic stages of Hercynian orogenesis (Balintoni, Gheuca, 1977); (5) no Triassic or Lower Jurassic paroxysmal tecto-



genesis is known in the origin area of the East Carpathian Crystalline-Mesozoic Zone (Săndulescu, 1980). The first argument pleads for a pre-Middle Jurassic age of the tectonic units under discussion; arguments 2, 3, 5 point to the Paleozoic age, while according to argument 4 the emplacement of these tectonic units is assigned to the post-Middle Carboniferous (post-Sudetic tectogenesis). Consequently, we have to choose between late Hercynian paroxysmal phases (post-metamorphic on the area of the future Crystalline-Mesozoic Zone), Asturian or Saalian.

Hercynian overthrust nappes, their lithostratigraphic constitution

The basement of the Bucovinian Nappe consists of all Hercynian overthrust nappes known so far within the Crystalline-Mesozoic Zone. From bottom to top, we mention: the Rodna Nappe; the Pietrosu Bistriței Nappe; the Putna Nappe; the Borsec Nappe; the Rarău Nappe. The Rodna Nappe (Popescu-Voitești, 1929) consists of the Rebra Series formations, which exhibit a pre-Caledonian initial metamorphism. The Pietrosu Bistriței Nappe (Balintoni, Gheuca, 1977) is built up of the Negrișoara Series formations, which exhibit, probably a pre-Caledonian initial metamorphism. The Putna Nappe (Bercia et al., 1971) consists of the Tulgheș Series formations, which present a Caledonian initial metamorphism. The Borsec Nappe (Balintoni, 1981) consists of the Mindra Formation which exhibits a probably pre-Caledonian initial metamorphism. The Rarău Nappe (Popescu-Voitești, 1929) consists of the Bretila Series formations, which exhibit a pre-Caledonian initial metamorphism and of Hercynian metamorphics. The Borsec Nappe in the basement of the Bucovinian Nappe occurs only to the south of the Crystalline-Mesozoic Zone, between the rivers Bistrițioara and Belcina. Some of these Hercynian overthrust nappes have been encountered in the basement of other Mesocretaceous nappes as well. Thus, the basement of the Sub-bucovinian Nappe includes the Rodna, Pietrosu Bistriței, Putna and Rarău Nappes. The Rodna Nappe, in the Rodna Mts, belongs to the basement of the Sub-bucovinian Nappe. The Rarău Nappe is well represented in the basement of the Iacobeni Infrabucovinian Nappe, while the Pietrosu Bistriței and Putna Nappes occur as small fragments in the surroundings of Șaru Dornei. The Boreut-Ulm Nappe crops out on a reduced thickness and includes in its basement only the Rarău Nappe.

Features of Hercynian overthrust nappes (A) and of component metamorphic series (B).

A.1. Except for the Rarău Nappe, which consists of a pre-Hercynian metamorphic series and Hercynian metamorphics, the other nappes consist of only one metamorphic series of pre-Hercynian age.

A.2. They are usually thin, but exhibit great variations of thickness and may become even fragmentary.

A.3. Unlike the Mesocretaceous nappes, they present simple internal structures (we mean disjunctive structures, overthrusts included).



A.4. Except for the Borsec Nappe, they take part in the constitution of at least two Mesocretaceous overthrust nappes.

A.5. The upper position in the basement of the Mesocretaceous overthrust nappes implies their participation to the constitution of several nappes.

A.6. Hercynian overthrust nappes exhibit a constant sequence in the basement of the Mesocretaceous ones.

A.7. Hercynian overthrust nappes covered wider areas than the Mesocretaceous ones.

B.1. The upper parts of the pre-Hercynian metamorphic series have been highly retromorphosed during the Hercynian orogenesis.

B.2. The Rebra, Bretila and Negrișoara Series as well as the Mindra Formation exhibit a pre-Caledonian initial metamorphism; they are not overlain by formations exhibiting a Caledonian initial metamorphism.

B.3. Although all pre-Hercynian lithostratigraphic units are marked by Hercynian metamorphism, the Bretila Series alone preserves transgressive Hercynian metamorphics.

B.4. All the metamorphic series that exhibit a pre-Caledonian initial metamorphism are mesozonal.

B.5. The Tulgheș Series and the Hercynian metamorphic series exhibit initial metamorphism in greenschist facies, but the former exhibits a higher-grade metamorphism than the others.

B.6. The initial metamorphism of all metamorphic series shows unimportant differences in the thermodynamic conditions all over the outcropping area.

B.7. The upper surfaces of the metamorphic series are erosion and not shearing surfaces.

B.8. The Rebra, Negrișoara and Tulgheș Series show slight plicative structures, as compared to the Alpine plicative structures in which they occur; the shearing planes at the base are parallel to formations or their component beds on wide areas.

Conclusions

The above mentioned data imply some hypotheses on the evolution of the origin area of the East Carpathian Crystalline-Mesozoic Zone.

1. We are facing a sialic domain which consolidated initially during the Cadomian orogenesis and was resumed during three successive orogeneses: Caledonian, Hercynian and Alpine. This continuous mobility during a long time interval, suggests that this domain belonged to the marginal area of the European continent, which lay in the neighbourhood of an active continental margin. We are entitled to consider that during the post-Cadomian interval, the European margin was not enlarged but reduced.

2. This domain lay probably outside the occurrence area of Caledonian overthrust nappes; on the other hand, during the Upper Paleozoic, it represented the border of a crustal plate which came in convergent contact with the plate next to it. As compared to the present-day position of the East Carpathians, the collision plane lay westwards.



3. Caledonian and Hercynian metamorphics presented a sialic basement which did not undergo folding during these metamorphisms.

4. During the Paleozoic, the area which generated at least the Rodna, Pietrosu Bistriței and Putna Nappes, acted like a platform, although it underwent metamorphism twice: during the Caledonian and Hercynian tectogenetic phases; before these tectogeneses it was a sedimentation area and immediately after them it was a very active denudation area.

5. The emplacement of the Hercynian overthrust nappes occurred differently from the emplacement of the Mesocretaceous nappes. It is possible that gravitation played an important part in the former situation.

6. It is possible that the lower Mesocretaceous nappes were shifted as parts of the Bucovinian Nappe.

REFERENCES

- Bagdasarjan G. P. (1972) Despre vîrsta absolută a unor roci eruptive și metamorfice din masivul Ditrău și din munții Banatului. *Stud. cerc. geol., geofiz., geogr.*, 17, 1, p. 13–21, București.
- Balintoni I. (1981) The Importance of the Ditrău Alkaline Massif Emplacement Moment for Dating of the Basement Overthrusts in the Eastern Carpathians. *Rév. roum. géol., géophys., geogr.*, 25, București.
- Balintoni I., Gheuca I. (1977) Metamorfism progresiv, metamorfism regresiv și tectonică în regiunea Zugreni-Barnar (Carpații Orientali). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXII, 5(1976), p. 11–38, București.
- (1980) Comentariu la harta unităților tectonice constitutive ale zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali, în regiunea dintre valea Putnei și muntele Budac. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXVII, 5, București.
- Bercia I., Bercia E. (1970) Contribuții la cunoașterea geologiei regiunii Vatra Dornei-Iacobeni (Carpații Orientali) *An. Inst. geol.*, XXXVIII, p. 7–49, București.
- Bercia E., Kräutner H., Kräutner F., Mureșan M., Mureșan G., Iliescu V. (1971) Report, archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Bercia E., Săndulescu M., Szasz L. (1975) Harta geologică a României, scara 1:50 000, Foaia Vatra Dornei, *Inst. geol. geofiz.*, București.
- Kräutner H., Mureșan M. (1976) Pre-Mesozoic Metamorphics of the East Carpathians. *An. Inst. geol. geofiz.*, L, p. 37–70, București.
- Joja T., Mutihac V., Mureșan M. (1968) Crystalline, Mesozoic and Flysch Complexes of the East Carpathians (Northern Sector). *Intern. Geol. Congr. XXIII Sess., Guide to Excursion 46 AC*, București.
- Kober L. (1931) *Das Alpine Europa und sein Rahmen*. 310 p., Borntraeger Verlag, Berlin.
- Kräutner H. (1968) Vederi noi asupra masivului cristalin al Rodnei. *St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geol.*, 13, 2, p. 337–355, București.
- Kräutner F., Săndulescu M., Bercia I., Bercia E., Alexandrescu Gr., Ștefănescu M., Ion J. (1975) Harta geologică a României, scara 1:50 000, Foaia Pojorita, *Inst. geol. geofiz.*, București.

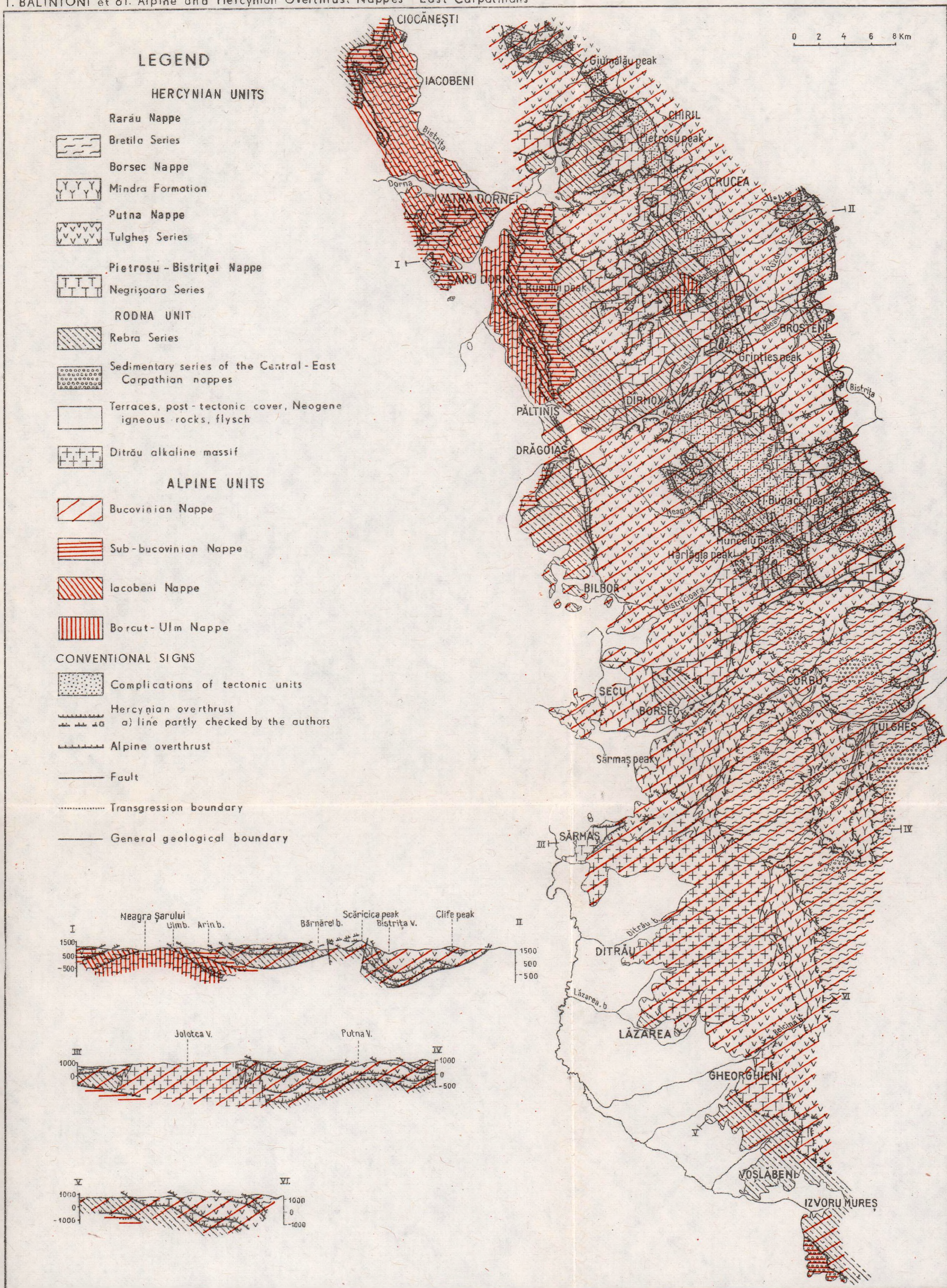


- Kräutner Th. (1938) Das Kristalline Massiv von Rodna (Ostkarpathen) *An. Inst. geol. Rom.*, XIX, p. 161–292, București.
- Mureșan M. (1976) O nouă ipoteză privind pinzele bucovinice din partea sudică a zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXII, 5 (1974–1975), p. 77–94, București.
- Popescu-Voitești I. (1929) Aperçu synthétique sur la structure des régions Carpatiques. *Rev. Muz. Miner. Univ. Cluj.*, III, 1, p. 1–40, Cluj.
- Reinhard M. (1911) Cercetări în regiunile sisturilor cristaline ale Carpaților Meridionali și Orientali, *An. Inst. geol. Rom.*, IV, 1 (1910), p. 108–117, București.
- Savul M. (1938) Le cristallin de Bistrița. La région Dorna-Broșteni (Districts Câmpulung et Neamț). *Ann. Scient. l'Univ. de Jassy, Seconde partie*, XXIV, 1, p. 206–285, Iași.
- Săndulescu M. (1967) La nappe de Hăghimaș – une nouvelle nappe de décollement dans les Carpathes Orientales. *Ass. Géol. Carp. – Balk.*, VIII-ème Congr., *Rapp. geotect.*, p. 179–185, Belgrad.
- (1972) Considerații asupra posibilităților de corelare a structurii Carpaților Orientali și Occidentali. *D. S. Inst. geol.*, LVIII, 5, p. 125–150, București.
 - (1975 a) Studiul geologic al părții centrale și nordice a sinclinalului Hăghimaș. *An. Inst. geol. geofiz.*, XLV, 200 p., București.
 - (1975 b) Essai de synthèse structurale des Carpathes. *B.S.G.F.*, (7), XVII/3, p. 299–358, Paris.
 - (1976) Contribuții la cunoașterea stratigrafiei și a poziției tectonice a seriilor mezozoice din bazinul superior al văii Moldovei. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXII, 5 (1974–1975), p. 149–176, București.
 - (1980) Analyse géotectonique des chaînes alpines situées autour de la Mer Noire occidentale. *An. Inst. geol. geofiz.*, LXI, p. 5–54, București.
- Streckeisen A. (1934) Sur la tectonique des Carpathes Méridionales. *An. Inst. geol. Rom.*, XVI (1931), p. 327–418, București.
- Hunziker J. C. (1974) On the Origin and Age of the Nepheline Syenite Massif of Ditra (Transylvania, Rumania), *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.*, 54, 1, p. 59–77.
- Uhlig V. (1907) Über die Tektonik der Karpathen. *Sitzungsber. d.k. Acad. d. Wissen. Wien, Math. – nat. Klasse*, CXVI, Wien.
- Vodă A., Vodă D. (1981) Date noi asupra litostratigrafiei și structurii geologice a regiunii dintre pîrîul Dorna și pîrîul Neagra Șarului. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXVI, 5 (1979) p. 147–155, București.
- Zincenco D., Vlad C. (1978) Report, archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.



STRUCTURAL MAP OF THE CENTRAL AND SOUTHERN PARTS OF THE EAST CARPATHIAN CRYSTALLINE - MESOZOIC ZONE

I. BALINTONI et al. Alpine and Hercynian Overthrust Nappes - East Carpathians



PROBLEMS OF THE ORIGIN OF THE PRE-TERTIARY GREAT TECTONIC UNITS OF HUNGARY¹

BY

KÁLMÁN BALOGH²

Several new studies of the geology of the inner Carpathian basins have been drawn up in the last years. These new data imply the revision of the previous considerations on the relations between the Pannonian Mass and the Alps-Carpathian and Dinaric chains. Therefore many new speculations were published on this topic. But these statements are often diametrically opposed to one another. So it is clear that our present knowledge is insufficient for setting up an adequate theory. All the same, it seems to be suitable to sum up the main problems, the solutions of which are necessary for future achievements.

The Hungarian geologists agree on the fact that the Pannonian Mass does not represent a homogeneous crystalline massif, but it consists of several semiparallel zones, the strikes of which keep to the pattern of the surrounding chains. Zones of Paleo- and Mesozoic sequences of different facies alternate with zone of old crystalline rocks and they seem to join the mountains with which they have lost their connections because of the breaking in of the interposed Tertiary basins. E.g. the northern prolongation of the Mecsek Mesozoic could be traced by boreholes as far as the Kapos Valley; to the NE it reaches the Tiszagyenda village. The Mórágý type migmatites are known in the Danube-Tisza Interfluvium up to the village Újszilvás. All these seem to belong to a zone located a little to the north of the Bihar Autochthon. The Villány Mountains, however, seem to be continued through the middle part of the Great Hungarian Plain to the Bihar Autochthon. The southernmost ranges of the basin basement in Hungary seem to be linked to the Codru Nappe. The metamorphosed Paleozoic of the Biharia Nappe System is probably missing from the Hungarian territory, but — according to drilling data — it can be traced in the Northern Banat and the Middle Bačka. The serpentinites and alkali-basites of the Mureş Zone can be linked with those of the Fruška gora and the Vardar

¹ Paper presented at the 12th Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association, September 8–13, 1981, Bucharest, Romania.

² Hungary



Zone. On the other hand, the arc of the Serbo-Macedonian Massif seems to run parallel to the arc of the Supraetetic Nappe on the southern border of the Mureş Zone.

In fact, only some, though important, parallelisms could be shown between the development of the Mecsek-Villány region and the Bihor Autochthon, but there is not a perfect lithological identity between their sequences and the facies transitions can be hardly evidenced on the basis of the present data. The same is to say about the supposed continuations of the Codru Nappes in Hungary. In this respect, further data and the deepening of the international collaboration are needed.

Toward the east, the Mureş Zone can be also traced in the Transylvanian Basin. The Romanian geologists consider the Mureş Zone as the homeland of both the South and East Carpathian and the Apuseni Nappe Systems. In their opinion, during the Jurassic and the Lower Cretaceous this belt formed a deep sea consumed to the end of the Middle Cretaceous. This supposition harmonizes with its tectonic style and its contemporaneous alkaline diabase magmatism. But its connection with the Fruška gora needs further investigations as certain formations of the latter (e.g. the metamorphosed Triassic) are hitherto unknown in the Mureş Zone.

The sequences of the Bihor Autochthon are rather closely related to those of the South Carpathians. Their characteristics can be traced to the western end of the Mecsek-Villány region. These features are similar to those which characterize the northern margin of the former Tethys. Certain similarities were found, however, between different members of the Codru Nappes and the sequences of the Hronic and Silicic units of the West Carpathians, as well. This similarity has recently been somehow weakened by replacing the previously supposed Lunz Beds with the Codru Formation in the Finiş Nappe.

The palinspastic picture of the West Carpathians given by Andrusov in 1973, seems to be modified by two subsequent discoveries.

1. By the pebble analysis of the Albian-Senonian conglomerates in different parts of the Klippen Belt, it was supposed that the Pieniny exotic ridge (i.e. the homeland of these conglomerates) formed a relatively deeper part of the Triassic sea and it was bordered to the south by immense carbonate platforms. It must be mentioned, however, that the Austrian geologists believe these conglomerates to correspond to the „Randeenoman” of the Northern Limestone Alps, the material of which originated in the front of the nappes, moved forward to the north.

2. The evidence of the Triassic age of the deeper marine and slightly metamorphosed Meliata Series, underlying the non-metamorphic Silica Nappe, involved some far-reaching consequences. In opposition to other parts of the West Carpathians, the Conodont fauna of the Meliata is of Dinaric type and the composition of its sequence is — at least partly — comparable with that of the Bükk Mountains that lie in the southernmost margin of the West Carpathians. Consequently, a rather deep basin must have been joined to the south border of the great Triassic carbonate platforms mentioned above. The transition between the two facies can be found in the southernmost parts of the Aggtelek Karst and in the Ruda-



bánya Mountains. This Dinaric type belt continues to the southwest in the Igal Zone of Central Transdanubia and it is interlocked with the Southern Karavankes and the Julian Alps by the North Croatian Mountains. To the north, however, it joins the Transdanubian Central Mountains, the previously assumed South Alpine character of which has been recently confirmed by the discovery of the transition between Late Permian and Early Triassic in carbonate facies.

Summarizing, two rather different units are contiguous with one another along the so-called Zagreb-Kules lineament:

a) the Igal-Bükk Zone that — by its Dinaric-South Alpine features — is closely related to the south margin of the Tethys;

b) the Mecsek-Villány-Bihor mass which seems to belong to its northern border. The latter is bordered to the south by the innermost zones of the Dinarides and the Mureş Zone, respectively.

Here the question arises: was there a direct (paleogeographic) connection between the different parts of the Apuseni Mountains and the Inner Carpathians? It is rather difficult to reply exactly to this question, because the connecting zones are deeply buried below the flysch graben of the East Hungarian Plain, as well as below the Neogene volcanics and sediments of the SW foreland of the Northeast Carpathians.

But there is no doubt that the northeast striking ranges of the West Carpathians assume eastward a southeast direction and certain members could have been explored by boreholes on both Slovakian and Hungarian or Soviet territory. E.g. the southeast continuation of the Volovec massif below the volcanics of the Tokaj Mountains was evinced by the well Füzerkajata-2. The continuation of the Veporic could be traced through the Cierna hora and the small crystalline block of Vilyvitány as far as the borehole Komoró-1. Members of the Križna Nappe are known by drillings between Prešov, Humenné and Uzhgorod. The prolongations of the Pieniny Klippen Belt are cropping out to the Teresva Valley and its last members can be probably seen in the Klippen at Botiza, on the southern border of the Senonian area of the Inner Carpathian flysch belt.

Some uncertainty appears only about the tectonic appurtenance of the Permo-Carboniferous of the Zemplenic and the epimetamorphics of the Krichevo Zone. But, considering the generally NW—SE strikes in these areas, it would be exaggerated to suggest that the original sedimentary connections of the Zemplenic should be looked for as far as the northern foreland of the Villány Mountains. This arrangement stimulated several Romanian and Slovakian geologists for finding out the possibility of correlation and connection between the mentioned areas, as it was taken by Săndulescu and Visarion (1978). This means, however, that the relative position of the great units — in spite of their strong compression and piling up — did not change essentially in the course of time.

According to this model, the Zagreb-Kules lineament is considered as a south vergent upthrust without any significant strike-slip. It supposes that the Bihor-Mecsek-Villány area formed also primarily a protrusion of the southern margin of the European continental plate. To the end of the Lower Liassic it was in close connection with the masses of the



later South Carpathians and it was separated from them only in the course of the formation of the Mureş trench.

In the opinion of other colleagues, the area under discussion was not only detached from the continental margin, but also shifted 500 km to the southwest, along the Zagreb-Kules line during the Mesozoic. The vulnerable point of this ingenious hypothesis is that this large scale shifting left no traces in the running of the Northeast Carpathians nor in that one of the Dinaric zones. The heavy point of this conception is the asymmetry of the facies on either side of the Zagreb-Kules line. But the existence of such an asymmetry could not be excluded during the Mesozoic sedimentation, as well; especially, if it is also considered that the weakly developed transitions between the deep sea and the shallow water (or continental influenced) sediments could totally disappear during the Late Mesozoic tectonic movements. This is all the more possible, as also the southern side of the Bihor-Mecsek-Villány mass is bordered by the deeper marine belt of the Vardar Zone. This means a certain kind of symmetry on both sides of the Bihor-Mecsek-Villány area, too.

As regards the connections with the East Alps, the Hungarian geologists consider that the epimetamorphosed rocks of the Kőszeg Mountains do not belong to the Paleozoic, but they are of Mesozoic age and belong tectonically to the Penninic. The correlations between the different zones of the East Alps and the West Carpathians made by Tollmann or Prey seem to be generally correct. Also the problem of the eastern continuation of the Penninic seems to be solved if we look for it with Mahel' (1979) in the exotic ridge of the Klippen Zone.

The basement of the Little Hungarian Plain belongs partly to the Lower East Alpine nappe system, partly to the northeast striking prolongations of the Paleozoic of Graz. But the East Alpine ranges are clearly cut by the northeast striking Rába line along which they are contiguous with the South Alpine type belt of the Transdanubian Central Mountains. The sudden change of strike of the adjacent zones might be caused by a left side slipping along the Rába line. The Balaton line seems to be the continuation of the Periadriatic line by the occurrence of young tonalites and andesites in its neighbourhood and it is also cut by the Rába line. To the north it is cut by the northeast striking Darnó line which separates the Mesozoic of the Silicic and the Rudabánya Mountains from the Paleozoic basement of the Bükk. Besides a distinct upthrust to the westnorthwest, there are traces of a left side slipping along the Darnó line, as well. The changes of vergency can be explained only by several movements different both in age and direction. The changes were caused by the actual stresses during the various tectonic phases.

For a plate tectonic interpretation the location of the subduction zones comes up against great difficulties. Only the Klippen Belt and the Mureş-Vardar Zone seem to comply with all requirements, but the real nature of the boundaries between the main tectonic units of the West Carpathians (Certovica line, Lubeník-Margecany line, Rožňava line, Darnó line) as well as that one of the Balaton or Zagreb-Kules line requires further investigations, in the frame of the closest international cooperation. In this respect, great importance should be attached to the thorough examination of the remnants of the basic and ultrabasic rock occurrences of



the Mesozoic sequences, as well as to the paleobiogeographic relations. It is necessary that the knowledge of the constitution of the Croatian and Slovenian mountains be improved, as the key to the reconstruction of the tectonic development of a part of the Hungarian mountains is to be found there.

REFERENCES

- Ahrendt H. (1980) Die Bedeutung der Insubrischen Linie für den tektonischen Bau der Alpen. *N. Jb. Geol. Pal. Abn.*, 160, 3, p. 336–362, Stuttgart.
- Andrusov D. (1968) Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. 188 p., Bratislava.
- (1973) Aperçu bref du bâti des Carpathes occidentales. *Gener. Proceedings. Rep. 10th Jubil. Congr. Carp. — Balk. Geol. Assoc.*, p. 109–116, Bratislava.
- et al. (1973) Outline of the Structure of the West Carpathians. *Guidebook geol. excurs. 10th Congr. Carp. — Balk. Geol. Assoc.*, 44 p., Bratislava.
- Aubouin J., Debelmas J., Latreille M. (coord.) (1980) Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys. *Mém. BRGM.*, 115, Orléans sedex, 351 p.
- Balogh K. (1972) Historical review of the conceptions referring to the Pannonian Mass. *Geol. Práce*, 53, p. 5–28, Bratislava.
- et al. (1981) Report on the activities of the Triassic working-group in Hungary. *Schriftl. r. Erdw. Komm. Österr. Ak. Wiss.* (in press).
- Bombiță G. (1972) Studii geologice în Munții Lăpușului. *An. Inst. geol.*, p. 7–108, București.
- Đurđanović Z. (1971) Ein Beitrag zur Lithologie und Stratigraphie der kristallinen Gesteine der Fruška Gora (Sirmien — Jugoslawien). *Bull. sci.*, 16, 5–6, p. 137–138, Zagreb.
- Grecula P., Együd K. (1977 a) Position of the Zemplín Inselberg in the tectonic frame of the Carpathians. *Miner. Slovaca*, 9, 6, p. 459–462, Bratislava.
- et al. (1977b) Hornádský zlomový systém a jeho problémy. *Miner. Slovaca*, 9, 6, p. 419–438, Bratislava.
- Ianovici V., Borcoș M., Bleahu M., Patrulius D., Lupu M., Dimițescu R., Savu H. (1976) Geologia Munților Apuseni. 631 p., București.
- Kemenci R., Čanović M. (1975) Pre-Neogene Basement in the Panonian Basin of Vojvodina. *Rad. znanstv. sav. naftu Jugosl. Akad. Znan., Sekc. prem. geol., geofiz., geokem.*, A, 5, p. 248–256, Zagreb.
- Kovács S. (1980) Paleogeographical Significance of the Triassic Hallstatt Limestone Facies in the North Alpine Facies-region. *Földt. Köz.*, 110, 3–4 p. 360–381, Budapest.
- Kozur H., Mock R. (1973) Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie des Slowakischen Karstes. *Geol. Zborn. Geol. Carp.*, 24, 3, p. 265–274, Bratislava.
- Mahel M. (ed.) (1974) Tectonics of the Carpathian-Balkan Regions. 455 p., Bratislava.
- (ed.) (1975) Tectonic Problems of the Alpine System. 258 p. Bratislava.
- (ed.) (1979) Tectonic Profiles through the West Carpathians. 238 p., Bratislava.
- Mišík M., Mock R., Sýkora M. (1977) Die Trias der Klippenzone der Karpaten. *Geol. Zborn. Geol. Carp.*, 28, 1, p. 27–69, Bratislava.
- Oberhauser R. (ed.) (1980) Der geologische Aufbau Österreichs. 700 p., Wien-New York.
- Patrulius D. et al. (1979) The Triassic Formations of the Bihor Autochthon and Codru Nappe-system (Apuseni Mountains). *Guidebook to Field Trips, IIIrd Triassic Coll. Carp. — Balk. Geol. Assoc.*, 30 p., București.



- Pländerova E., Slávik J. (1977) Vek bridličnatého súvrstvie z podložia peľovej analýzy. *Geol. práce*, 67, p. 169–174, Bratislava.
- Samuel O., Borza K., Köhler E. (1972) Microfauna and Lithostratigraphy of the Palaeogene and Adjacent Cretaceous of the Middle Váh Valley (West Carpathian). 246 p., Bratislava.
- Săndulescu M., Visarion M. (1978) Considérations sur la structure tectonique du soubassement de la Dépression de Transylvanie. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, L XIV (1976–1977), 5, p. 153–174, București.
- Szviridenko V. C. (1976) A Kárpátaljai sülyedék és aljzatának földtani felépítése és szénhidrogénföldtana. *Földt. Közl.*, 106, Suppl., p. 464–475, Budapest.
- Tózsér J., Rudinec R. (1975) Neogén východného Slovenska a jeho podlozie. *Miner. Slovaca*, 7, p. 81–100, Bratislava.
- Visarion M., Polonic P., Ali-Mehmed E. (1979) Caractéristiques structurales de la Dépression Pannonique (secteur sud) résultées de l'étude intégrée des données géophysiques. *Stud. cerc. geofiz. aplic.*, D, 12, p. 5–18, București.
- Wein Gy. (1978) Alpine-type tectogenesis of the Carpathian basin. *Rel. Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, 1976, p. 245–256, Budapest.





NAPPE STRUCTURE IN THE DANUBIAN WINDOW OF THE CENTRAL SOUTH CARPATHIANS¹

BY

TUDOR BIERZA², HANS G. KRÄUTNER², RADU DIMITRESCU³

The present paper tries to demonstrate the complex structure of a part of the area considered by Murgoci (1905) to be the Autochthon of the South Carpathians and named by Codarcea (1940) the „Danubian Autochthon”.

Between the Jiu and Strei rivers to the east, and the Timiş river to the west (in the Muntele Mic, Petreanu, Țarcu, Godeanu, Retezat, Culmea Cernei and Vilcan Mts), the Getic Nappe overlies various sedimentary, metamorphic or igneous rocks, so far ascribed to the Danubian Autochthon. However, according to Codarcea (1940), Codarcea et al. (1961, 1968), south of the Cerna and Jiu rivers the parautochthonous Severin Nappe (Upper Jurassic-Lower Cretaceous Azuga and Sinaia Beds with various ophiolites) is squeezed between the Getic Nappe and the Upper Cretaceous deposits. Recently, Pop (in Pavelescu et al., 1975), Năstăsescu (1980) and Stănoiu (1980 c) have claimed that several Severin Nappe klippes belong to the Upper Cretaceous Danubian wildflysch sequence. Other supplementary nappe structures were proposed for the mentioned Danubian area by Popescu-Voitești (1929), Codarcea (1940), Stănoiu (1973), Kräutner et al. (1978), Năstăsescu (1980) and Morariu and Morariu (1981).

Two lines of evidence, namely a direct observation during the mapping of the overthrust planes and obvious differences of the sedimentary facies of Alpine and Variscan rocks, point to the division of the „Danubian Autochthon” into several Alpine units (nappes and/or scales) which may be grouped in the Upper Danubian Units, the Lower Danubian Unit and the Schela Danubian Unit. This scheme corresponds in broad lines to the twofold division proposed by Stănoiu (1973), but in our opinion both divisions exhibit complex Alpine or pre-Alpine internal nappe structures.

¹ Paper presented at the 12th Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association, September 8–13, 1981, Bucharest, Romania.

² Institute of Geology and Geophysics, str. Caransebeș 1, 78344 Bucharest, Romania.

³ University „Al. I. Cuza”, Iași.



The overthrust of the Upper Danubian Group of Units is visible in the Northern Retezat Mts (Micu, Paraschivescu, 1970; Gherasi et al., 1974; Solomon et al., 1976), where Precambrian polymetamorphic rocks of the Zeicani Group overlie low-grade Paleozoic or Mesozoic rocks, as well as polymetamorphic Precambrian rocks and the Retezat granitoid pluton. Eastwards, this overthrust plane disappears under the Getic Nappe, but westwards it arcuates around the Petreanu Mts (Gherasi et al., 1967, 1968, 1974), where the Zeicani Group rocks are overlying the Devonian Vidra Formation or various Precambrian rocks. South of the Riul Șes Valley, the plane is offset by a fault, but it is again evident in the Northern Godeanu Mts (Năstăseanu, 1980; Morariu, Morariu, 1981).

South of the Cerna and Jiu rivers, the Bahna, Porțile de Fier and Vâlari outliers of the Getic Nappe overlie directly the sedimentary deposits belonging to the Lower Danubian Units or to the Severin Nappe, proving that southwards the Getic Nappe gets beyond the Upper Danubian Units. For the Upper Danubian overthrust, a 15 km net slip is noticeable in the Petreanu Mts, but it is highly probable that this minimal value is far from the real displacement.

The youngest rocks overthrust by the Upper Danubian Units belong to the Lăpușnic Formation (arkoses, quartzites, slates and crystalline limestones), from which Gherasi et al. (1973) have reported Jurassic palynomorphs. A pile of slates considered at the top of the sequence has been assigned by Codarcea and Gherasi (1945) and the authors of the 1 : 500 000, 1 : 200 000 and 1 : 1 000 000 geological maps of Romania to the Upper Cretaceous, but without paleontological proofs. The lower age limit of the overthrust is therefore post-Jurassic, possibly even post-Cretaceous. As there are no post-nappe deposits overlying the overthrust plane, no restraints exist for the upper age limit. On regional data, we consider that the overthrust cannot be younger than the Oligocene (the age of the Petroșani sedimentary basin). Therefore it is probably linked to the Austrian or Laramian Phases.

The Upper Danubian Units

These units are exposed in the north-western part of the Danubian area, in the Northern Retezat, Northern Petreanu, Muntele Mic, Northern Țarcu, Northern Godeanu and Cernei Mts. Southwestwards, it develops in the Almăj Mts, but this area will not be considered here.

In the Cernei, Țarcu and Muntele Mic Mts, several tectonic contacts were noticed by Schafarzik (1898), Gherasi (1937), Codarcea (1940), Gherasi and Savu (1969), Gherasi et al. (1968, 1974), Krăutner et al. (1978) and Năstăseanu (1979, 1980) and considered to represent reverse faults or even overthrusts, due to different facial developments of the Jurassic and Lower Cretaceous deposits involved; however, the opinions are divergent. We distinguish here the following Upper Danubian Units: Măru, Muntele Mic, Căleanu, Șeloaca, Olteana, Șucu and Poiana Mărului.

The Măru Unit is represented by a pile of more or less retrogressed amphibolites and micaschists (Savu et al., 1981 a) and thin fragmentary



sequences of probably Paleozoic low-grade rocks (metaconglomerates, chloritoid schists, metavolcanics and crystalline limestones), squeezed under the Getic Nappe or involved in a local thrust (Sav u, Hann, 1981). Westwards, this unit is directly overthrust by the Getic Nappe.

The Muntele Mic Unit is built of the Muntele Mic granitoid pluton and retrogressed amphibolites and gneisses. Westwards, this unit is thrust by the Măru Unit along a tectonic plane (Gherasi et al., 1968; Gherasi, Sav u, 1969) which cannot be dated, due to the lack of younger deposits.

The Căleanu Unit is constituted of retrogressed amphibolites and gneisses overlain by low-grade rocks of the Ordovician-Silurian Rîul Alb Formation (Krăutner et al., 1981) and by a Mesozoic sedimentary (locally anchimetamorphic) cover. In these sedimentary rocks Codarcea (1940) has observed contrasting facies of the Jurassic and Lower Cretaceous sequences from the Presacina and Arjana Zones (Cernei Mts) as well as the superposition of the Arjana Jurassic rocks over the Cretaceous rocks of the Presacina Zone; so he argued the existence of the Arjana Duplication. This was contested by Năstăsescu (1979), but still admitted by Stănoiu (1973) and Morariu and Morariu (1981). Westwards, the Căleanu Unit is thrust by the Muntele Mic Unit.

The Seloaca Unit represents a Zeicani rocks slab overlying the Liassic deposits from the Olteana Unit, covered by Liassic deposits quite different from the Liassic sequences of the Căleanu and Olteana Units.

The Olteana Unit consists of retrogressed amphibolites overlain by low-grade Liassic rocks in a different facial development than in the Căleanu Unit. The Olteana Unit is squeezed between the Căleanu or Seloaca Units and the Șucu Unit.

The Șucu Unit is represented by two main outliers of Baicu Metaconglomerate (Paleozoic?) with boulders of gabbros, pyroxenites, serpentinites, amphibolites and granites, originating probably in a prolongation of the Southern Banat zone with gabbros, serpentinites and granites. These outliers are overthrust by the Căleanu Unit and overlie the Cretaceous deposits of the Poiana Mărului Unit.

The Poiana Mărului Unit is built of retrogressed amphibolites and gneisses intruded by the Șucu and Rîul Șes granitic bodies and overlain by an Upper Cretaceous anchimetamorphic pile (Morariu, Morariu 1981). This unit is overthrust by the Șucu and Căleanu Units and overlies various Lower Danubian Units.

The polymetamorphic rocks belonging to the above mentioned units were ascribed by Berza and Seghedi (1981) to the Precambrian Zeicani Group, a sequence much resembling to the Drăgșan Group from the Lower Danubian Units.

As it can be seen in Plate, the overthrust planes of the Muntele Mic, Căleanu, Olteana and Șucu Units are proved to be Alpine tectonic elements according to the Mesozoic rocks involved. The plane at the sole of the Măru Unit may be either an Alpine element, or an older one, as only Precambrian rocks are involved.

The Lower Danubian Unit

In the area discussed in the present paper, this unit is exposed in the Petreanu, Retezat, Culmea Cernei and Vilcan Mts, where it is overthrust by various Upper Danubian Units, by the Severin Nappe (south of the Cerna and Jiu rivers), or directly by the Getic Nappe. In the south-east Vilcan Mts, it overthrusts the Schela Danubian Unit.

Pre-Alpine and Alpine tectonics makes the internal structure of the Lower Danubian Unit extremely intricate. However, we recognize in this area three domains with different structures (Pl.). 1) In the western part (Petreanu Mts), a pile of several lithologic entities represents, most probably, a pile of pre-Alpine nappes: the Petreanu, Furcătura and Rof Units. 2) In the Western Retezat Mts, this pile of nappes is in tectonic contact (Kräutner et al., 1978) with a narrow strip of polymetamorphic rocks belonging to the Rîușorul Formation; it constitutes the Nucșoara Unit. 3) In the eastern and southern part (Retezat, Culmea Cernei and Vilcan Mts), we recognize a post-Devonian and pre-Jurassic overthrust, which may be even pre-Namurian, if the covering Oslea Limestone was correctly assigned to the Carboniferous by Pavelescu (1953) and Solomon et al. (1976)). In fact, Precambrian polymetamorphic rocks of the Drăgșan Group with associated granitoid plutons are thrust over Precambrian polymetamorphic rocks of the Lainici-Păiuș Group, on the associated granitoid bodies, and on their Ordovician-Devonian low-grade cover (Valea Izvorului and Tusu Formations). This tectonic relationship is visible both in the Southeastern Retezat and in the Culmea Cernei-Vilcan-Paring Mts; it is probable that these two overthrust planes are in fact fragments of the same tectonic plane, separating an upper Retezat-Paring Unit (Drăgșan Group + granites + low-grade Paleozoic cover) and a lower Vilcan-Pilugu Unit (Lainici-Păiuș Group + granites + low-grade Paleozoic cover). This Variscan nappe was affected by Alpine faulting and folding, which led to the separation of two main outcrop areas, north and south of the Petroșani Basin.

The Petreanu Unit is constituted of the polymetamorphic Bodu Formation (quartzites, mica gneisses, amphibolites), which pass gradually downwards to augen gneisses (the Petreanu Gneiss) and is cut by the intrusive Virful Pietrei granitic pluton. These Precambrian rocks are overlain by the low-grade Devonian Vidra Formation (metaconglomerates, quartzites, chloritoid graphitic schists, crystalline limestones) (Gherasi et al., 1975). The Petreanu Unit overlies the Furcătura Unit, most probably overthrusting it.

The Furcătura Unit is constituted, in its lower part, of a metamorphosed granite (the Furcătura Gneiss) and of a few hundred meters thick pile of quartz-biotite schists (Nisipoasa Formation) in its upper part. Most probably, the Furcătura Unit overthrusts the underlying Rof Formation (Codarcea, Gherasi, 1945).

The Rof Unit is represented only by polymetamorphic rocks (garnet micaschists, amphibolites, leptynites) of the Rof Formation (Gherasi, Dimitrescu, 1970).

The Nucșoara Unit is built of the Rîușoru Formation (retrogressed and even mylonitised biotite-garnet gneisses, quartzites, crystalline lime-



stones and amphibolites). Westwards, it is separated from the pile of the Petreanu, Furcătura and Rof Units by a fault (the Riul Mare Fault) which offsets the Mesozoic Lăpuşnic Formation, but is earlier than the Upper Danubian overthrust. Caught between two diverging faults belonging to the Riul Mare Fault System, a sequence of amphibolites and leptynites (Picui Formation) appears in unclear lithostratigraphic relations with other formations. Eastwards, the Nucşoara Unit is overthrust along a pre-Alpine plane by the Retezat-Paring Unit; therefore it appears in a similar tectonic position with the Vilcan-Pilugu Unit. If the Rîuşorul Formation corresponds to a part of the Lainici-Păiuş sequence (as it could be interpreted from some lithologic similarities), then, in the Lower Danubian, east of the Riul Mare fault, only two main pre-Alpine tectonic units with distinct constitutions would exist: an upper Retezat-Paring Unit and a lower Vilcan-Pilugu-Nucşoara Unit.

The Retezat-Paring Unit is constituted of polymetamorphic rocks of the Drăgşan Group, intruded by the Retezat and Culmea Cernei granitoid plutons and covered by the low-grade Ordovician Valea Izvorului and Devonian Tusu Formations (Stănoiu, 1980 a, b; Krăutner et al., 1981). This unit overthrusts the Vilcan-Pilugu Unit (Savu et al., 1981 b.; Berza, 1981), the tectonic plane being covered by the Oslea Formation and by Mesozoic low-grade or sedimentary sequences, common for both units.

The Vilcan-Pilugu Unit is built of polymetamorphic Lainici-Păiuş Group rocks, migmatized and cross-cut by countless minor granitic bodies and by the Buta, Tismana, Frumosu, Bilita and Suseni granitoid plutons; these rocks are overlain by the low-grade Ordovician Valea Izvorului and Devonian Tusu Formations. The Vilcan-Pilugu Unit is thrust, along an Alpine plane, on the Schela Unit.

Contrary to the Upper Danubian Units, where most of the components are limited by Alpine overthrusts, in the Lower Danubian Unit pre-Alpine tectonics prevails (Pl.); all the mentioned elements of the Lower Danubian Unit are to be considered as pre-Alpine nappes, due to the fact that their tectonic contacts are either overlain by Mesozoic deposits, or present features (biotite blastomylonites) distinct from those typical for Alpine overthrusts.

The Schela Danubian Unit represents the lowest known Danubian unit. It is constituted of polymetamorphic rocks of the Lainici-Păiuş Group, Suşiţa granitoids and low-grade Liassic (+ Carboniferous?) rocks of the Schela Formation. Its Alpine age is proved by the overthrust of Lower Danubian Unit Precambrian rocks on Mesozoic formations.

Conclusions

The structure of the discussed area of the Central South Carpathians (between the Jiu and Strei rivers to the east, and the Timiş River, to the west) is the result of a complex evolution, involving several distinct stages.



Pre-Alpine Evolution

A. In a Precambrian orogeny, the Carpiian sequence (Kräutner, 1980) suffered medium-grade metamorphism, extensive deformation and was intruded by granitoids. The Carpiian pile was fragmented into several sequences (Zeicani, Drăgșan, Lainici-Păiuș, Bodu, Rof and Riușoru) due to further tectonic displacements, for which the primary spatial relations may be inferred only by means of lithostratigraphic correlations.

B. Variscan tectonics is obvious especially in the Lower Danubian Units. The overthrust of the Retezat-Paring Unit on the Vilcan-Pilugu Unit is prior to the deposition of the Jurassic pile and of the Oslea Limestone. It is subsequent to the Devonian Tusu Formation (Stănoiu, 1980 b), as the latter is overlain by the Drăgșan Group both in the Southern Retezat and Vilcan Mts. This overthrust may therefore be ascribed either to the Breton phase, if the Oslea Limestone is Carboniferous, or to a younger but pre-Upper Permian phase, if this limestone is Mesozoic. The overthrusts from the western parts of the Lower Danubian (at the sole of the Petreanu and Furcătura Units) cannot be dated, because, here younger formations are lacking, but we think that they probably represent Variscan elements too. The Riul Mare Fault System, which constitutes the eastern border of this pile of nappes, may also be a Variscan tectonic element.

For the Upper Danubian Units, a definite Variscan overthrust (Mraconia line) is known south-west from the discussed area, in the Almăj Mts (Banat) (Codarcea, 1940; Răileanu, 1953; Bercia, Bercia, 1975). As younger deposits involved are lacking, the Măru thrust may also represent a Variscan element.

The low-grade metamorphism of the sequences now proved to be Ordovician-Devonian (Valca Izvorului, Riul Alb, Vidra and Tusu) was considered either as an Alpine (Manolescu, 1937; Gherasi, 1937) or as a Variscan event (Pavelescu, 1953; Savu, 1970; Berza, 1978). However, the same mineral assemblages (quartz + albite + chlorite + white mica + chloritoid + stilpnomelane) are found in rocks paleontologically proved to be Mesozoic (Gherasi et al., 1973, 1974; Stănoiu, 1981). It is therefore probable that the Paleozoic formations should have undergone both Variscan and Alpine low-grade metamorphic events. The dynamic retrogressive metamorphism developed at the tectonic contact between the Drăgșan and Lainici-Păiuș Group rocks (Manolescu, 1937; Iancu and Berza in Bercia et al., 1977; Berza, 1978; Savu et al., 1981 b) is of certain Variscan age.

Alpine Evolution

A. Eoalpine overthrustings lead to the formation of the Getic Nappe and of several Alpine Danubian Units. The Getic Nappe overlies the Senonian wildflysch and is prior to the Eocene Red Conglomerates of the Hațeg Basin, which rework boulders both of Getic Nappe crystalline schists and of Danubian granitoids. In the Danubian, the Austrian phase is responsible for the angular unconformity of the Upper Cretaceous



deposits against their Lower Cretaceous or older basement (Pop, 1963). Following the contrasting differences of sedimentary facies for the Jurassic-Lower Cretaceous sequence, the uniformity of the Upper Cretaceous deposits from all the Danubian Units (Stănoiu, 1973) suggests the ascribing of the Upper Danubian overthrust to the Austrian phase. However, if the Lăpușnic Formation from the Branul Valley includes also Upper Cretaceous deposits (Codarcea, Gherasi, 1945), this overthrust must be reported to a younger (Laramian?) phase.

Inside the Upper Danubian Group of Units, the overthrusts of the Muntele Mic, Căleanu, Seloaca, Olteana and Șucu Units are Alpine, as they involve Mesozoic deposits, but only the Șucu overthrust may be ascribed to Laramian movements, as the Paleozoic Baicu Conglomerate overlies Upper Cretaceous deposits.

In the Lower Danubian Group of Units, the Schela Unit is an Alpine unit, as Liassic deposits are overthrust by Precambrian metamorphic or granitoid rocks, but it is not possible yet to state the orogenic phase precisely.

Alpine metamorphism (Mrazec, 1904; Streckeisen, 1934; Manolescu, 1937; Gherasi, 1937) is obvious in the Danubian Units due to the presence of chloritoid, pyrophyllite, chlorite, white mica and stilpnomelane in rocks paleontologically proved as Mesozoic (Manolescu, 1937; Gherasi et al., 1973). This metamorphic event was considered as Eoalpine by Dimitrescu (1976) due to K/Ar ages between 150 and 70 m.y. This statement is also testified by the fact that the Danubian Upper Cretaceous rocks are slightly metamorphosed (Morariu, Morariu, 1981), while the postoverthrust Eocene deposits are not metamorphosed.

B. Neoalpine post-nappe faulting and folding complicated the structure again. After the formation of intramontane basins (Hațeg, Petroșani, Bahna, Balta-Baia de Aramă), a new compression phase led to the broad folding of the nappe pile (Mureșan, 1980) and even to some southward directed thrusts (northern fault of the Petroșani Basin — Solomon et al., 1976). The frequent 30° to 60° dip of the limbs of these youngest structures (Baia de Aramă, Virful lui Stan and Rof anti-forms; Porțile de Fier, Bahna and Godeanu synforms) shows the care with which the present-day disposition of older tectonic elements has to be interpreted.

REFERENCES

- Bercia I., Bercia E. (1975) Formațiunile cristaline din sectorul românesc al Dunării (Banat — Carpații Meridionali). *An. Inst. geol. geofiz.*, XLIII, p. 5—64, București.
- Berza T., Seghedi A. (in press) The crystalline basement of the Danubian Units in the Central South Carpathians: Constitution and metamorphic history. *Carp. — Balk. Geol. Assoc.*, 12th Congr., București.
- Codarcea A.I. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol. Rom.*, XX, p. 1—74, București.



- Gherasi N. (1937) Étude pétrographique et géologique dans les Monts Godeanu et Țarcu (Carpathes Méridionales). *An. Inst. Geol. Rom.*, XVIII, p. 1–78, București.
- Dimitrescu R. (1970) Anticlinalul Rof și rolul lui în structura părții nordice a munților Retezat și Petreanu. *An. Șt. Univ. Iași (serie nouă)*, Secț. II b, XVI, p. 55–62, Iași.
 - Zimmermann V., Zimmermann P. (1968) Structura și petrografia șisturilor cristaline din partea de N a munților Țarcu (Banatul de est). *D. S. Inst. geol.*, LIV/1, p. 55–80, București.
 - Visarion A., Zimmermann P. (1973) Considerații asupra virstei unor șisturi cristaline și depozite sedimentare din autohtonul danubian, situate la marginea de nord a munților Godeanu (Carpații Meridionali). *Stud. cerc. geol., geofiz., geogr.*, Geol., 18/2, p. 303–310, București.
 - Zimmermann P., Zimmermann V. (1974) Report, archives of the Enterprise for Geological and Geophysical Prospection, București.
- Kräutner H. (1980) Lithostratigraphic Correlation of the Precambrian of the Romanian Carpathians. *An. Inst. geol. geofiz.*, LVII, p. 229–296, București.
- Năstăsescu S., Berza T., Stănoiu I., Iancu V. (1981) Metamorphosed Paleozoic in the South Carpathians and Its Relations with the pre-Paleozoic Basement. *Carp. – Balk. Geol. Assoc., 12th Congr., Guide to Excursion A1*, București.
- Manolescu G. (1937) Étude géologique et pétrographique dans les Munții Vulcan (Carpathes Méridionales, Roumanie). *An. Inst. Geol. Rom.*, XVIII, p. 79–112, București.
- Morariu D., Morariu A. (1982) A new structural model of the Țarcu – Rîul Mare Region (Țarcu, Godeanu, Petreanu Massifs). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXVII/5, București.
- Mureșan M. (1980) Replissements alpins régionaux des métamorphites précambriennes et paléozoïques de la chaîne carpatique. Un exemple : Carpathes Orientales. *An. Inst. geol. geofiz.*, LVII, p. 325–366, București.
- Murgoci G. M. (1905) Sur l'existence d'une grande nappe de recouvrement dans les Carpathes Méridionales. *C. R. Acad. Sci.*, 31 juillet, Paris.
- Năstăsescu S. (1979) Géologie des Monts Cerna. *An. Inst. geol. geofiz.*, LIV, p. 155–280, București.
- (1980) New images regarding the Alpine overthrusts from the Southern Carpathians. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXV/4, p. 109–127, București.
- Pavelescu L. (1953) Studiul geologic și petrografic al regiunii centrale și de SE a munților Retezatului. *An. Com. Geol. Rom.*, XXV, p. 119–210, București.
- Pop Gr. (1963) Contribuții la cunoașterea Paleozoicului și Mezozoicului din părțile de est și de nord-est ale masivului Godeanu (Carpații Meridionali). *Stud. cerc. geol., geofiz., geogr.*, VIII/3, p. 369–391, București.
- Savu H. (1970) Structura plutonului granitoid de Susița și relațiile sale cu formațiunile autohtonului danubian (Carpații Meridionali). *D. S. Inst. geol.*, LVI/5, p. 123–153, București.
- Solomon I., Visarion A., Iordan M. (1976) Considerații asupra formațiunilor cristalofiliene și anchinetamorfice din Munții Vilcan și Munții Retezat. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXII/5, p. 195–217, București.
- Stănoiu I. (1973) Zona Mehedinți-Retezat, o unitate paleogeografică și tectonică distinctă a Carpaților Meridionali. *D. S. Inst. geol.*, LIX/5, p. 127–171, București.



QUESTIONS

I. V a r g a : Comment expliquez-vous le contraste, montré par les coupes géologiques, entre les inclinaisons des plans de charriage des nappes danubiennes et de la nappe gétique? Les inclinaisons des plans de charriage dans les nappes danubiennes sont, pour la plupart, assez fortes tandis que le plan de charriage de la nappe gétique est presque ou grosso modo en sens horizontal. Est-ce que ce phénomène peut signaler des âges ou des mécanismes assez différents entre les deux systèmes?

Answer : Les coupes présentées illustrent deux catégories distinctes de charriages danubiens. Ceux des monts Retezat de sud et Vilcan sont sûrement antépermien et, si la formation d'Osele est réellement d'âge carbonifère (S o l o m o n et al., 1976), antécarbonifères. Ces charriages dus à l'orogénèse hercynienne ont des directions et pendages différents de ceux du charriage gétique alpin. Par contre, le plan de charriage qui sépare le groupe supérieur d'unités danubiennes des unités danubiennes inférieures (charriage dû à l'orogénèse alpine) est plus ou moins parallèle au plan gétique. D'ailleurs les plissements tertiaires ont provoqué des pendages assez forts de tous ces plans de charriage, la pile de nappes alpines des Carpathes Méridionales étant impliquée dans plusieurs synclinaux et anticlinaux.

DISCUSSIONS

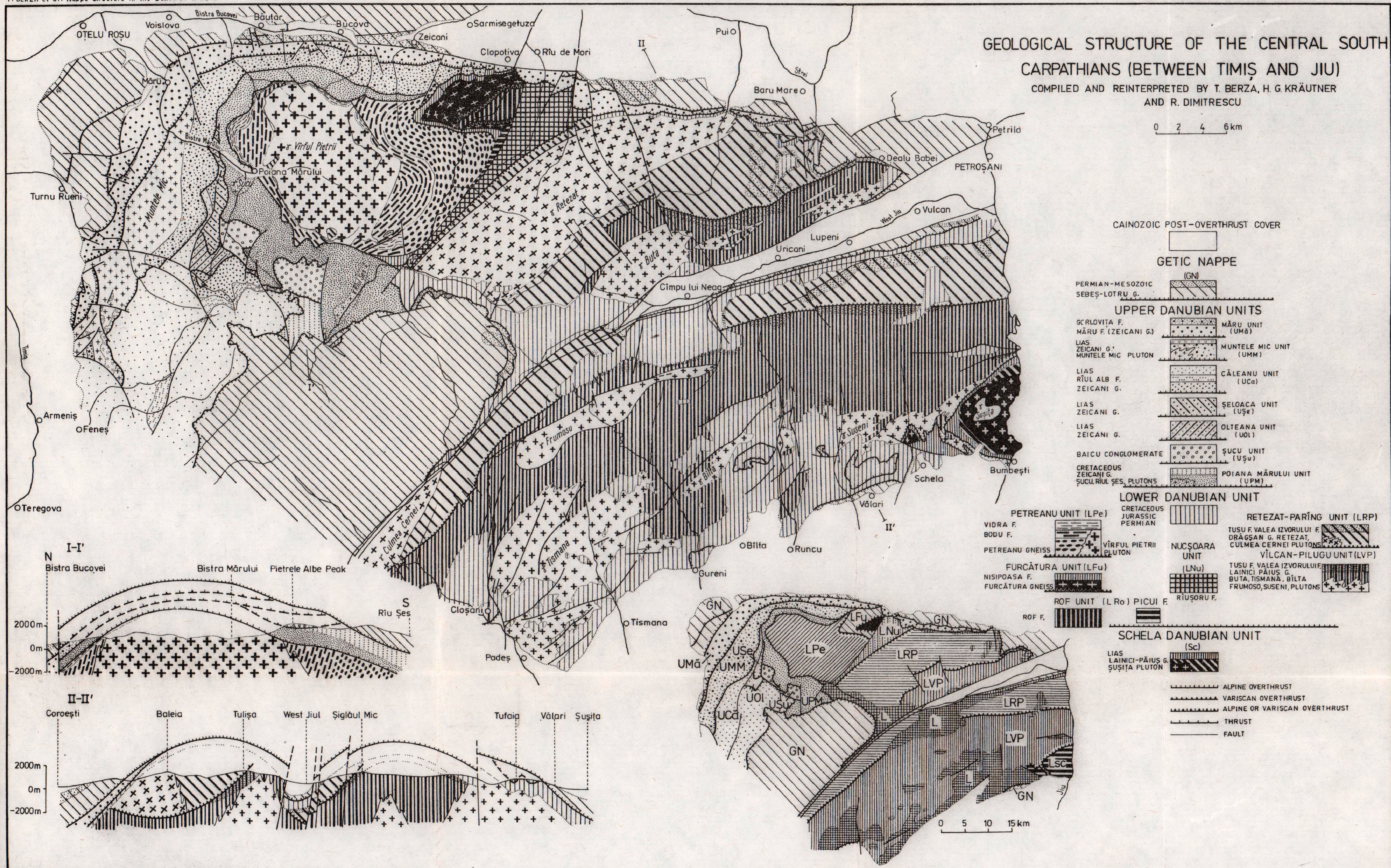
M. M u r e ș a n : I think that the structures resulted by refolding of overthrust nappes should be called „nappe syncline” and „nappe anticline” as proposed by M. S ă n d u l e s c u for the East Carpathians. The denominations „antiform” and „synform” are used for refolded folds.

I remind the authors that in a recent paper (1980) I pointed to the occurrence in the East Carpathians (in this region too) of several nappe anticlines and synclines.

I consider that the denominations of „Lower Danubian Nappe” and „Upper Danubian Nappe” used by the authors for the described overthrust nappes, should be replaced by geographic denominations which could avoid nomenclature confusions due to the subsequent discovery of other interposed, superposed or inferior nappes in respect to the ones already mentioned.







LA TECTONIQUE DE LA DOBROGEA CENTRALE ET SEPTENTRIONALE ¹

PAR

STANCIU COSMA ², PAUL VÎLCEANU ², ION POPESCU ²

Les deux unités structurales sont situées entre l'alignement Capi-dava-Ovidiu, au sud et la marge méridionale de la plate-forme podolienne, au nord du Danube, c'est-à-dire sur le trajet de la zone d'affaissement maximum de la dépression pré-dobrogeenne; elles sont délimitées par l'importante ligne de chevauchement Peceneaga-Camena.

Les nombreuses investigations effectuées jusqu'à présent dans cette région, surtout pendant les dernières vingt années, ont porté sur l'élaboration de l'image structurale cohérente à base des corrélations lithostratigraphiques et des études pétrographiques et métallogénétiques détaillées.

De l'époque antérieure à l'année 1958, on mentionne le travail de synthèse sur la géologie de la Dobrogea élaboré par A t a n a s i u (1940), qui achève une première étape d'investigation de cette région-là. Cette synthèse est une analyse critique des matériaux existants à laquelle s'ajoutent de nombreuses contributions personnelles. A t a n a s i u est le premier auteur qui a avancé l'idée selon laquelle les schistes phylliteux de Tulcea-Monument, c'est-à-dire une partie du soubassement de la zone de Tulcea, représentent les Schistes Verts de la Dobrogea centrale et a mentionné la présence de la formation de Carapelit à Uzum Bair; il note le passage continu du Trias inférieur au Trias moyen, fait contesté ultérieurement par certains auteurs qu'y ont indiqué une lacune correspondant à l'Anisien inférieur-moyen; il a attribué les volcanites basiques de Niculițel au Carnien supérieur et a considéré les dépôts au caractère de flysch (couches de Nalbant) comme dépôts syntectoniques avec les plissements cimmériens anciens dont le paroxysme est atteint à la fin du Trias supérieur.

Les études détaillées des dernières années, en vue d'augmenter le potentiel économique-minier de cette zone, ont apporté de nouveaux éléments dans l'image structurale des deux unités dobrogeennes. Ainsi

¹ Note présentée au 12^{ème} Congrès de l'Association Géologique Carpatho-Balkanique, le 8-13 septembre 1981, Bucarest, Roumanie.

² Entreprise géologique pour la prospection des substances minérales solides, str. Caransebeș 1, 78344 Bucarest, Roumanie.



il faut mentionner les contributions importantes de Mirăuță et Mirăuță (1963), Mutihac (1964), Cosma et al. (1959), Savu et al. (1981) et d'autres.

La Dobrogea centrale

La Dobrogea centrale représente une unité bien individualisée, à son propre évolution, achevée pendant les cycles tectonomagmatiques pré-baikalien et baikalien. Elle est délimitée par deux grandes dislocations : l'alignement Peceneaga-Camena au nord et l'alignement Capidava-Ovidiu au sud. Elle est constituée de schistes cristallophylliens, de la formation des Schistes Verts et de petits lambeaux de calcaires jurassique moyen-supérieurs, crétacés et sarmatiens.

Le soubassement cristallin affleure au nord, le long de la ligne de chevauchement Peceneaga-Camena et est constitué de schistes mésométamorphiques, dans l'anticlinal Fintina Mare-Altin Tepe et épimétamorphiques, dans la structure Valea lui Papură-Găitan.

La formation des Schistes Verts surmonte transgressivement et en discordance le soubassement cristallin, présente un caractère détrito-gène, de flysch et appartient à l'intervalle Riphéen supérieur-Cambrien inférieur. Cette formation inclut trois séries : la série inférieure de Beidaud-Ceamurlia de Sus (faiblement métamorphisée), la série de Casimcea et la série de Băltăgești-Sibioara.

Dans les synclinaux il y a des lambeaux de dépôts calcaires jurassique moyen-supérieurs et au nord-est on rencontre les calcaires crétacé supérieurs du bassin de Babadag qui sont des restes de la couverture post-tectonique.

Au point de vue structural on remarque : un anticlinal majeur, faiblement déversé vers le NNE et un plonge axial vers le SE qui, le long de l'alignement Peceneaga-Camena, chevauche les sédiments mésozoïques du synclinal Cîrjelari-Camena, les derniers dépôts surmontés par le plan de charriage étant les dépôts jurassique supérieurs ; vers le sud, la migration continue de l'axe structogénétique de NNE à SSO a entraîné la mise en place des trois séries successives qui constituent la formation de type flysch des Schistes Verts.

Vers la fin du Protérozoïque, les mouvements ont été peu intenses et ont généré de larges plis, plus ou moins symétriques, orientés ONO-ESE à EO. Les structures plissées présentent des plonges axiaux bilatéraux, probablement dûs au prolongement vers le nord de l'antéclise sarmatienne de la Dobrogea méridionale.

La tectonique disjonctive met en évidence la présence de trois systèmes de fractures qui, par rapport aux structures plicatives, sont de type : „hol” (ONO-ESE) ; „ac” (NE-SO) ; „hkl” (N-S), les dernières étant les plus récentes.

Au premier système on attribue les fractures majeures qui délimitent l'unité, Peceneaga-Camena et Capidava-Ovidiu, des fractures paléozoïques ou même plus anciennes, réactivées pendant les cycles hercynien et alpin et qui ont été actives jusqu'au Crétacé inférieur.

Le système nord-sud, le plus récent, agit sur les systèmes „hol” et „ac”, engendrant le déplacement vertical et les décrochements des blocs



créés, en tant que correspondant d'un système similaire mais qui agit plus intensément, dans la Dobrogea septentrionale.

Dans le cadre général de l'évolution de la Dobrogea, dès que le cycle tectonomagmatique baikalien est achevé, la Dobrogea centrale s'est transformée en craton qui a influencé par son rigidité l'évolution ultérieure des aires géosynclinales externes de la Dobrogea septentrionale. L'affaissement du soubassement baikalien coïncide avec le début de l'évolution de la Dobrogea septentrionale, au nord de la paléofaïlle Peceneaga-Camena devant le bloc central dobrogéen. Dans ce sens-là on peut considérer qu'au moins dans le secteur de sud-ouest limitrophe à la zone de Măcin de la Dobrogea septentrionale on rencontre, en profondeur, des éléments du soubassement central dobrogéen.

La Dobrogea septentrionale

Tous les chercheurs considèrent qu'au point de vue structural-évolutif la Dobrogea septentrionale est le résultat de la migration continue de l'axe structogène du sud et sud-ouest vers le nord-est, le long des orogénèses phanérozoïques. A cause de cette évolution-là, la Dobrogea septentrionale renferme deux sous-unités : la zone de Măcin ou la Dobrogea paléozoïque, située entre l'alignement Peceneaga-Camena, à SE et l'alignement Luncavița-Consul, à NE ; la zone de Tulcea ou la Dobrogea triasique qui se développe au NO de l'alignement Luncavița-Consul jusqu'au bord méridional de la plate-forme podolienne, au-dessous de la zone de l'affaissement maximum de la dépression pré-dobrogéenne. La dernière représente l'avancement le plus septentrional du structogène et implicitement la troisième et la dernière sous-unité de la Dobrogea septentrionale.

Zone de Măcin. Celle-ci représente un bloc structural fortement élevé vers le nord-ouest et à tendance évidente d'affaissement vers le sud-est, où les dépôts paléozoïques sont surmontés par les dépôts du cycle alpin et crétacé supérieurs. Ce bloc est constitué surtout de formations cristallophylliennes et sédimentaires appartenant aux cycles tectonomagmatiques calédonien et hercynien, ayant de grandes épaisseurs et étant pénétrées par de masses importantes de granites et granodiorites.

Le cycle calédonien-hercynien ancien est représenté (Mirăuță, Mirăuță, 1963) par des schistes mésométamorphiques, phyllites séricito-chloriteuses gris-verdâtres, quartzites, dépôts schisteux-argileux et calcaires (Silurien) et grès quartzeux, ardoises et calcaires (Dévonien inférieur).

Après la phase bretonne et les mouvements de soulèvement qui l'ont accompagnée, la sédimentation a un caractère synorogène et on assiste à la déposition discordante des séries terrigènes, grossières à la base et de plus en plus fines vers la partie supérieure. On appelle cela „la formation de Carapelit” d'âge carbonifère inférieur-permien, traversée par des granites alcalins tardéorogènes et porphyres quartzifères alcalins.

Les dépôts du cycle alpin apparaissent en tant que zones isolées (le synclinal Cîrjelari-Camena) et sont représentés par des calcaires triasique



moyens, grès noriens, liasique inférieurs et calcaires blancs jurassique supérieurs.

Dans la zone de Măcin on distingue deux sous-unités séparées par la faille de Măcin-Atmagea qui met en contact hésitant des formations calédoniennes par-dessus de celles hercyniennes.

La tectonique plicative est représentée par des plis serrés et déversés vers le nord-est, à orientations ONO-ESE et plonges axiaux orientés ESE qui ressemblent ceux de la sous-unité externe (zone de Tulcea). D'autre part, la structure actuelle de la zone de Măcin est le résultat des effets cumulés, due dans sa majorité aux mouvements paroxysmaux alpins.

Zone de Tulcea. A la fin du Paléozoïque les mouvements positifs ont engendré l'élévation du bloc de Măcin et ont déterminé le déplacement du bassin intracratonique vers le nord et le nord-est.

Cette zone est constituée (au niveau présent d'affleurement) du soubassement hercynien représenté par des formations phylliteuses saturées, pélito-aléuritiques, métagraywackes et métaaléurites gris-verdâtres ou violacées qui affleurent à Isaccea, colline Horia, colline Redi, Tulcea Veche et Tulcea-Monument, aussi bien que dans les zones Belia Mare et les collines de Mahmudia.

L'étude palynologique (Mărgărit, 1980) d'un grand nombre d'échantillons des zones Isaccea, colline Horia et Tulcea-Monument a indiqué l'âge dévonien supérieur-carbonifère inférieur de ces formations, ce qui correspond partiellement à l'âge attribué à la formation de Carapelit de la zone de Măcin. Les membres inférieurs du soubassement de la zone de Tulcea (dévonien moyen, silurien éventuellement) qui affleure à Mahmudia et Victoria, n'apparaissent pas dans la mégastructure de la colline Redi-Horia-Isaccea, car ils se situent peut-être dans des zones plus profondes. En tenant compte de leur âge paléozoïque (mentionné aussi par Mirăuță, Mirăuță, 1963), on ne peut pas faire une parallèle entre ceux-ci et les Schistes Verts rhiphéens et en aucune façon les épischistes plus anciens qu'ils surmontent à Altin-Tepe.

Le soubassement paléozoïque de la zone de Tulcea, aussi bien que la formation de Carapelit de la zone de Măcin, est traversé par des rhyolites alcalines et, probablement, des intrusions alcaligranitiques (colline Hasan, Uzum Bair, Cilic, Sarica).

Le cycle alpin débute par les dépôts werphéniens (conglomérats, grès, quartzites, schistes argileux rouges et marnes schisteuses). Le Trias inférieur finit par des calcaires noirâtres en plaques et marno-calcaires rubannés.

Le Trias moyen est représenté par ses deux étages et il est constitué de calcaires noirs, calcaires noduleux rouges, calcarénites et calcirudites grisâtres, s'achevant par des dolomies blanc-jaunâtres ou roses et marnes argileuses à Daonellae.

Le Trias supérieur débute par les calcaires noduleux à pellicules argileuses verdâtres ou rougeâtres en alternance avec les calcaires grossiers spathiques noirs (Carnien inférieur). Le Carnien moyen est représenté par un niveau très caractéristique de calcaires en plaques à cherts lenti-

culaires ou stratiformes. Tout cela passe graduellement à des marnes à Halobias (Carnien supérieur-Norien inférieur).

En partant de la partie supérieure du Norien, le caractère de la sédimentation change brusquement en même temps que les premiers moments paroxysmaux de l'orogénèse cimmérienne ancienne (qui continue jusqu'au Jurassique moyen-supérieur). Les dépôts acquièrent des caractères de type flysch, surtout psammopélitiques à conglomérats à la base et à différents niveaux. Le volcanisme paléocimmérien est représenté par des magmatites basiques (basaltes, spilites, diabases, microgabbros) et acides (rhyolites, felsophyres, ignimbrites). La mise en place de certains types de rhyolites est associée à des concentrations hydrothermales de sulfures polymétalliques (Somova, Cîsla), des filons et gisements massifs de barytine (Cortelu, Marca, Mălcoci).

Le magmatisme à caractère ophiolitique évident présente, tant par ses aspects pétrostructuraux et géochimiques, par l'association avec des rhyolites potassiques autant que par l'ensemble géotectonique où il se développe, les traits d'une série basique de type „intraplaque”. Il est provoqué par de forts effets de la souspoussée orientés du nord vers le sud et qui se sont manifestés continuellement pendant l'évolution alpine du structogène de la Dobrogea septentrionale. Cet effet de la souspoussée suivant un plan incliné vers le sud, a suggéré à certains auteurs (Savv et al., 1981) l'hypothèse d'une subduction et aussi un modèle tectonique de type „arc insulaire” pour expliquer l'évolution alpine de la Dobrogea septentrionale. N'importe quel modèle sera adopté, l'évolution tectonomagmatique du structogène de la Dobrogea septentrionale est influencée par la continuité dans le temps et dans l'espace de la souspoussée, orientée du nord au sud (fig.). Ainsi, le phénomène volcanique linéaire a une évolution épisodique qui mène à l'implication (imbrication à la fois) de zones continentales de plus en plus internes et à la migration vers le SO des alignements d'extrusion. Cette évolution dans le temps implique l'intervalle Anisien supérieur-Carnien supérieur. Ainsi, dans la zone de Marca et à Tulcea Veche, sur un alignement extrêmement septentrional, les basaltes s'associent aux formations dolomitiques de la base du Carnien et de la partie supérieure du Ladinien; à Niculițel, sur un alignement méridional, les pillow-laves spilitiques surmontent les calcaires à silixites carnien moyens.

Suivant les dernières recherches biostratigraphiques dans la région de Mineri-Somova-Saun effectuées par Mirăuț (in press) à base de l'étude des conodontes, cette étape d'évolution du magmatisme basique semble appartenir à l'intervalle Campillien supérieur-Anisien moyen inclusivement.

L'évolution géotectonique de la Dobrogea septentrionale inclut deux étapes principales: 1) la génération des structures pré-alpines dans le cadre des orogénèses calédonienne et hercynienne, à l'évolution commune (différenciée par des aspects bathymétriques) dans la zone de Măcin aussi bien que dans la zone de Tulcea et la mise en place des granites et porphyres alcalins tardéorogènes; 2) le stade anorogène de la tectogénèse alpine est suivi par les mouvements paléocimmériens à phases paroxysmales pendant le Norien supérieur et le Jurassique inférieur-moyen, accompagnées par la



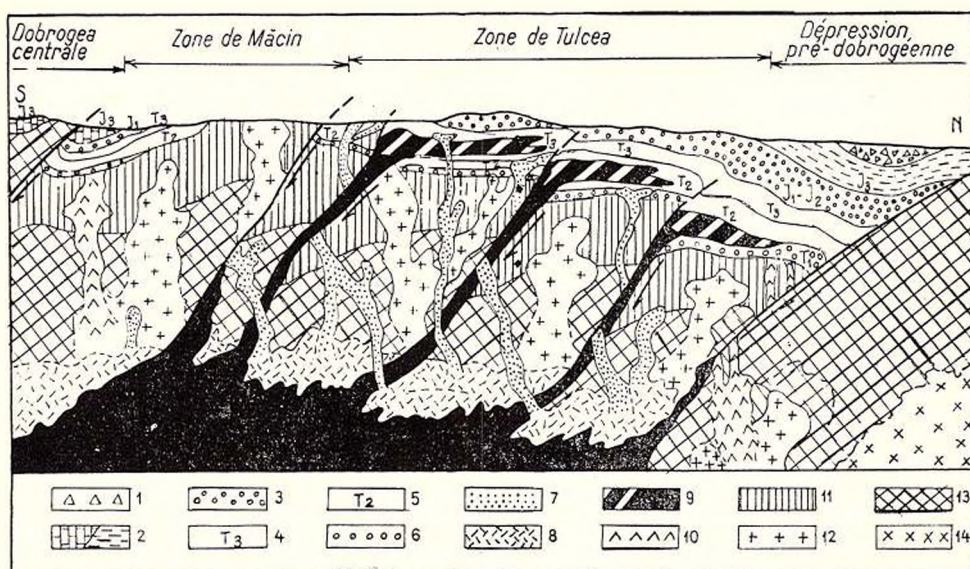


Fig. — Schéma évolutif du magmatisme ophiolitique de la Dobrogea septentrionale.

- 1, Crétacé — Actuel; 2, Jurassique supérieur; 3, Jurassique inférieur-moyen (molasse); 4, Trias supérieur; 5, Trias moyen; 6, Trias inférieur; 7, rhyolites cimmériennes; 8, zones profondes génératrices des magmas acides; 9, pillow-laves et mafites de la lithosphère inférieure; 10, porphyres quartzifères hercyniens; 11, soubassement calédonien + hercynien; 12, granites; 13, soubassement pré-baikalien + baikalien; 14, granites archaïques.

mise en place échelonnée des volcanites basiques et acides, sur des alignements de plus en plus méridionaux et par des régénérations dans le soubassement des deux zones. Les mouvements continuent intensément même après le Jurassique moyen, mais cette fois-là ils ne sont plus accompagnés par le magmatisme.

Le soubassement profond, appartenant à des cycles tectonomagmatiques baikaliens et qu'on considère présent dans la zone de Măcin, n'affleure pas dans la zone de Tulcea et les formations les plus anciennes appartiennent aux étapes tardives du cycle calédonien (les collines de Mahmudia, Beilia Mică, Victoria).

L'exondation qui a succédé à la phase sudète a certainement influencé la Dobrogea septentrionale étant le seul événement de cette période-là, lié, jusqu'au début du Trias, à la mise en place dans des conditions subaériennes des produits du magmatisme subséquent hercynien (rhyolites alcalines, porphyres microgranitiques) ressemblant à ceux de Cîrjelari, Tulcea-Monument et colline Redi.

Dès le Werphénien inférieur, la zone de Măcin subit un premier soulèvement en bloc à la suite des sous-poussées de la zone de Tulcea (qui commence à s'individualiser) suivant l'alignement Luncavița-Consul. Ainsi l'entière zone de Tulcea et la zone de Măcin partiellement sont envahies par les eaux du bassin septentrional qui commence son évolution alpine.

La séquence triasique complète à facies profonds bien représentés se développe à NE du „ride” central Uzum Bair-Isaccea, tandis qu'au



sud et sud-ouest les séries sont limitées avec de fréquentes lacunes, transgressions locales et présentent des faciès plus grossiers. On rencontre un „ride” similaire à 5–6 km vers le NE dans la zone de Tulcea-Monument-Victoria-Beilia-collines de Mahmudia, derrière lequel apparaissent des alignements profonds en tant que premiers alignements des magmas basiques (Tulcea Veche-Marca) du début du Trias moyen. Les rhyolites qui accompagnent le contact SO des extrusions basiques sont sporadiques et mettent en évidence le début de l'implication à basse température du contact de la croûte continentale sur le plan de la souspoussée.

Les ophiolites associées au „ride” Uzum Bair-Isaccea ont une éruption ultérieure, vers la fin du Trias moyen. Le compartiment sur le plan de glissement entraîné à grande profondeur et les magmas lithiques entraînés derrière la fracture d'accès des laves basiques (P. A. = l'alignement Parcheș-Agighiol) qui abondent et qui sont riches en volatiles justifient les concentrations plus riches en sulfures polymétalliques qui les accompagnent.

A partir du Trias supérieur, les fractures profondes apparaissent dans des zones situées vers le SO, tandis que les grandes masses de pillow-laves spililitiques de Niculițel s'associent aux dépôts carnien supérieurs. C'est le moment de l'évolution de la zone de Tulcea où apparaît un trait particulier qui marque l'entier phénomène tectonique, dont les phases paroxysmales continuent durant le Jurassique inférieur et moyen. Il s'agit de la présence de deux secteurs distincts dans la zone de Tulcea délimités par une ligne de chevauchement profonde (la ligne Sarica-Tichilești): le secteur du SO, contenu entre l'alignement Luncavița-Consul (LC) et l'alignement Sarica-Tichilești (ST) et le secteur du NE et E, beaucoup plus développé et contenant l'entière zone située au nord et à l'est de l'alignement Sarica-Tichilești, la zone synclinale de Telița-Denis Tepe et la zone des „rides” Uzum Bair-Isaccea et les collines de Mahmudia avec le synclinerium Marca-Malcoci entre elles.

L'analyse de l'esquisse structurale annexée révèle que le secteur oriental de la zone de Tulcea „disparaît” sous le secteur de SO (la zone des écaillés Mihai Bravu-Trestenic-Niculițel) en favorisant l'imbrication de la dernière zone et en lui empruntant un avancement apparent de presque 12–15 km vers le nord.

On considère que cela est dû à l'interaction de deux facteurs :

a) La résistance différenciée envers la souspoussée orientée N–S, montrée par le bloc plus rigide du secteur occidental de la zone de Măcin par rapport au secteur oriental, qui s'enfonce axialement, et surtout du méridien des localités Mihai Bravu-Ciamurlia de Sus. A l'est de ce secteur-là, la croûte continentale du soubassement de la zone de Tulcea a avancé en bloc vers le sud, à la différence de celle du secteur occidental, où le bloc massif des monts Măcin devenu rigide à la suite des intrusions et à position élevée (type horst) a déterminé la rupture de la croûte suivant plusieurs lignes quasi parallèles et arquées et aussi son imbrication. Il y a des lignes (comme par exemple l'alignement Trestenic) dont le plan s'approche de la verticale et qui ont atteint des zones plus profondes, ce qui a permis l'accès à la surface d'immenses masses de magmas basaltiques pendant le Trias supérieur et la génération du vaste plateau de Niculițel.



L'écho le plus méridional de la souspoussée dont le paroxysme est atteint pendant le Jurassique inférieur et moyen est représenté par l'alignement Peceneaga-Camena le long duquel la Dobrogea du Măcin (au moins son secteur occidental) est fortement poussée au-dessous des formations cristallophylliennes ou des schistes verts riphéens de la Dobrogea centrale.

b) L'apparition d'un système plus récent de fractures de cisaillement orienté nord-sud à la suite de la résistance différente envers la souspoussée et qu'on a identifié dans la Dobrogea centrale aussi. Ce système ruptural décroche même l'alignement Peceneaga-Camena et agit jusqu'au Crétacé supérieur et même plus récemment.

Le trajet de ces failles suit le couloir tectonique généré par les fractures Cotul Teliței (entre Tulcea Veche et Babadag) et la faille Zebil-Bogza. La fracture Cotul Teliței engendre, à côté de l'affaissement du compartiment occidental (le synclinal Telița-Denis Tepe), un décrochement des structures par 1500—2000 m, distance qui devient triple si on considère l'effet de l'entier système. Une deuxième faille profonde, orientée nord-sud, semble avoir actionné dans la zone d'inflexion des écailles du secteur occidental de la zone de Tulcea (entre Minăstirea Saun et Meidanchioi). Quand même ce système-là est le seul qui pourrait expliquer l'avancement vers le sud du secteur occidental de la zone de Tulcea par rapport à la zone des écailles du secteur occidental.

L'étape paroxysmale de l'orogénèse paléocimmérienne (Norien supérieur-Jurassique moyen) qui correspond au maximum d'avancement de la zone de Tulcea au-dessous de la zone de Măcin a déterminé la forte élévation de la dernière. La chaîne en train de génération aussi bien que les crêtes émergées du secteur des écailles de la zone de Tulcea ont constitué la source des dépôts épais de type flysch d'âge norien et liasique. Ceux-ci ont subi les dernières convulsions des mouvements alpins qui ont continué jusqu'au Crétacé inférieur. Puis, suit l'exondation de la plupart des zones, parallèlement à la migration vers le nord de l'axe du bassin de sédimentation dans la dépression pré-dobrogeenne.

La phase d'exondation qui suit est marquée par des balancements des compartiments, surtout paléozoïques, accompagnés, pendant le Crétacé supérieur, par l'ingression du bassin post-tectonique du Babadag.

L'absence des accidents tectoniques récents plus importants indique une cratonisation avancée de l'entière unité de la Dobrogea septentrionale qui était déjà soudée aux unités méridionales de plate-forme.

BIBLIOGRAPHIE

- Atanasiu I. (1940). Privire generală asupra geologiei Dobrogei. Iași.
Cosma S., Teodoru I., Brestoriu C. (1959). Cercetări geologice în Dobrogea Centrală. *D. S. Com. Geol.*, XLVI (1958—1959), București.
Dumitrescu I., Săndulescu M., Lăzărescu V., Mirăuță O., Pauliuc S., Georgescu C. (1962). Mémoire à la Carte tectonique de la Roumanie. *An. Inst. Geol.*, XXXII, București.



- Ianovici V., Giușcă D., Mutihac V., Mirăuță O., Chiriac M. (1961) Aperçu général sur la géologie de la Dobrogea. *Guide des excursions., Assoc. Géol. Carp. — Balk., Vème Congr., București.*
- Mărgărit M. (1980) Rapport, archives de l'Entreprise géologique pour la prospection des substances minérales solides, București.
- Mirăuță O., Mirăuță E. (1963) Paleozoicul din partea sudică a munților Măcin. *D. S. Com. Geol., XLVI (1958—1959), București.*
- (1963) Aspects de l'évolution du géosynclinal de la Dobrogea de Nord. *Assoc. Géol. Carp. — Balk., VIème Congr. Résumés des communications, Varsovie.*
- (1964) Șisturile verzi din regiunea Dorobanțu — Măgurele (Dobrogea centrală). *D. S. Com. Geol., L/II (1962—1963), București.*
- Mirăuță E. (in press). Biostratigrafia depozitelor triasice din zona D. Sarica — Somova, cu privire specială asupra vîrstei erupțiilor. I. G. G., București.
- Mutihac V. (1964) Zona Tulcea și poziția acesteia în cadrul structural al Dobrogei. *An. Com. Geol., XXXIV, București.*
- Pascu R. (1909). Răspindirea șisturilor verzi a Jurasicului și a Neocretacicului din Dobrogea. *An. Inst. Geol. Rom., III, București.*
- Savu H., Udrescu C., Neacșu V. (1981) Studiul structural, petrologic, geochemic și genetic al ofiolitelor din zona Niculițel (Dobrogea de nord). *D. S. Inst. geol. geofiz., LXV/1, București.*

QUESTIONS

G. D. Ashgirci: Quelle est la durée géologique des mouvements tectoniques dans la zone étudiée?

Réponse: Les mouvements tectoniques dans la Dobrogea du Nord commencent à la fin du Cambrien inférieur et se poursuivent avec interruptions jusqu'à la fin du Crétacé inférieur — les calédonides (dans la zone de Măcin), les hercynides (dans les zones de Măcin et de Tulcea) et les mouvements cimmériens qui affectent toutes les unités de la Dobrogea du Nord, y compris des remous dans la zone cratonique de la Dobrogea centrale.

DISCUSSIONS

M. Săndulescu: La contribution importante de la note présentée consiste dans le fait qu'elle souligne la tectonique alpine de cette région. Il est tout à fait clair maintenant qu'on ne peut plus ranger la Dobrogea septentrionale dans une aire hercynienne.

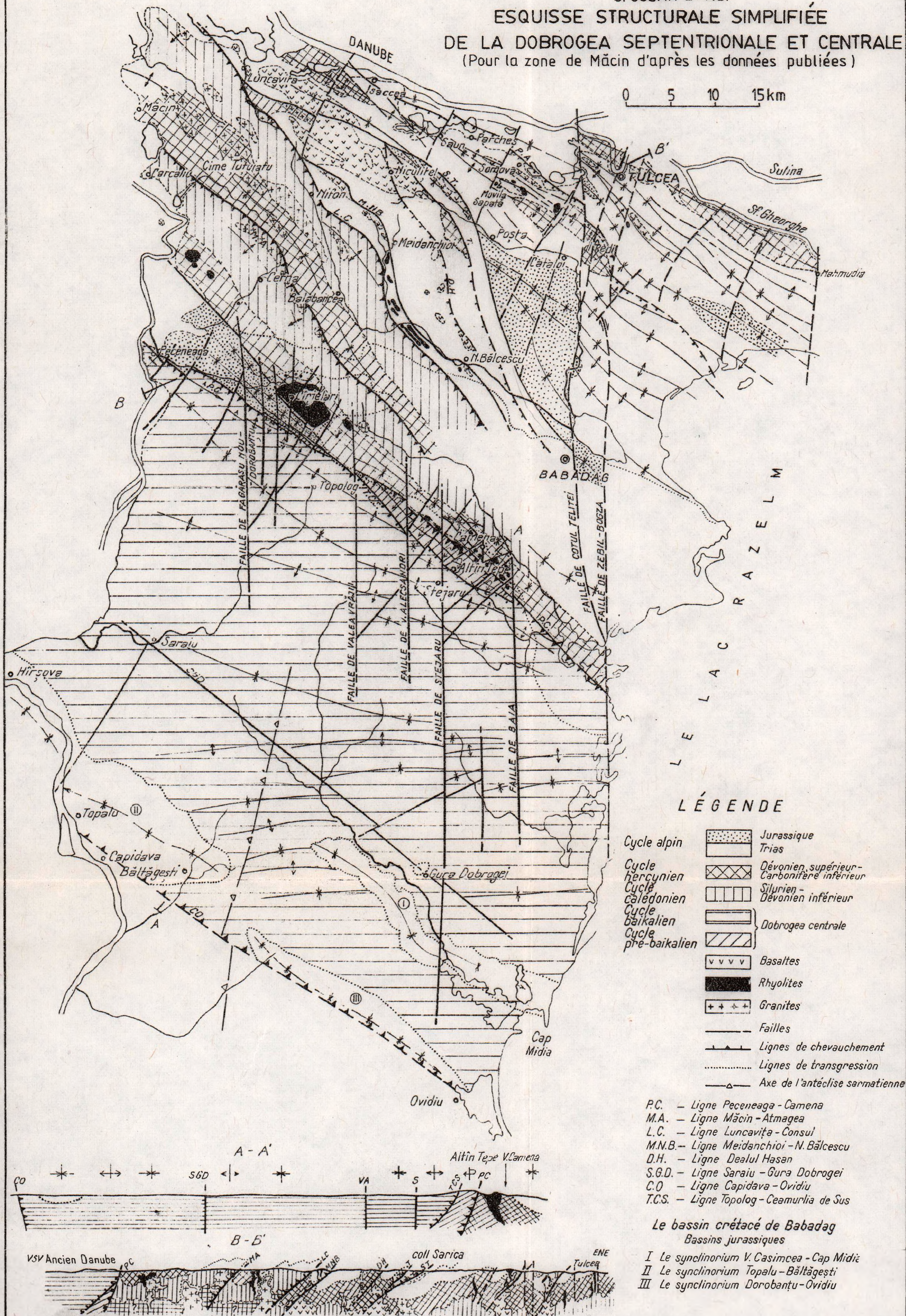
Ce qui est certainement discutabile c'est le modèle géodynamique. D'abord puisque la subduction de la croûte continentale sous la croûte océanique n'est pas possible, surtout avec ce pendage. Ensuite puisque les caractères géochimiques des basaltes de la Dobrogea septentrionale ne sont pas semblables à ceux de type croûte océanique, mais de type rift (intraplaque); à ce point de vue les circonstances géologiques plaident pour un rift intracontinental.





S. COSMA ET AL.
ESQUISSE STRUCTURALE SIMPLIFIÉE
DE LA DOBROGEA SEPTENTRIONALE ET CENTRALE
(Pour la zone de Măcin d'après les données publiées)

0 5 10 15 km



THE ROLE OF LATE ALPINE TECTONIC PHASES IN THE GEOLOGICAL HISTORY OF HUNGARY ¹

BY

GÉZA CSÁSZÁR ², JÁNOS HAAS, ² JÁNOS HALAMAI ², GÉZA HÁMOR ², L. KÖRPÁS ²

This note has resulted from the activities carried out within the framework of the IGCP Project no. 107.

It is based on some pairs of maps of the late Alpine tectonic phases. The maps of the first type give a paleogeological portrayal of the time of maximum erosion associated with the phase; the maps of the second type depict, from a worm's eye view, the products of the transgression that followed the phase.

The maps of the Austrian phase in the Hungarian basement show three major tectonic units: the Central Alpine Unit, the Hungarian Highland Range Unit and the South Hungarian Unit.

The Central Alpine Unit is constituted of the Unter- and Ober-Ostalpin nappe systems, with the Penninicum. The southeastern boundary of the unit is represented by the Rába-Roznava line which may be interpreted as a dislocation line.

The Hungarian Highland Range Unit is separated by the Balaton-Darnó Line into two zones. Comprising an epicontinental Mesozoic, the Transdanubian Range Unit is characterized by southern Alpine features in the southwestern part (calcareous biancone marls) and by northern part (the Rossfeld Beds).

It seems that the two distant facies had been together at that time. Under the impact of the tectogenesis, the unit was block faulted in general and slightly folded and imbricated in particular, and was affected by heavy denudation.

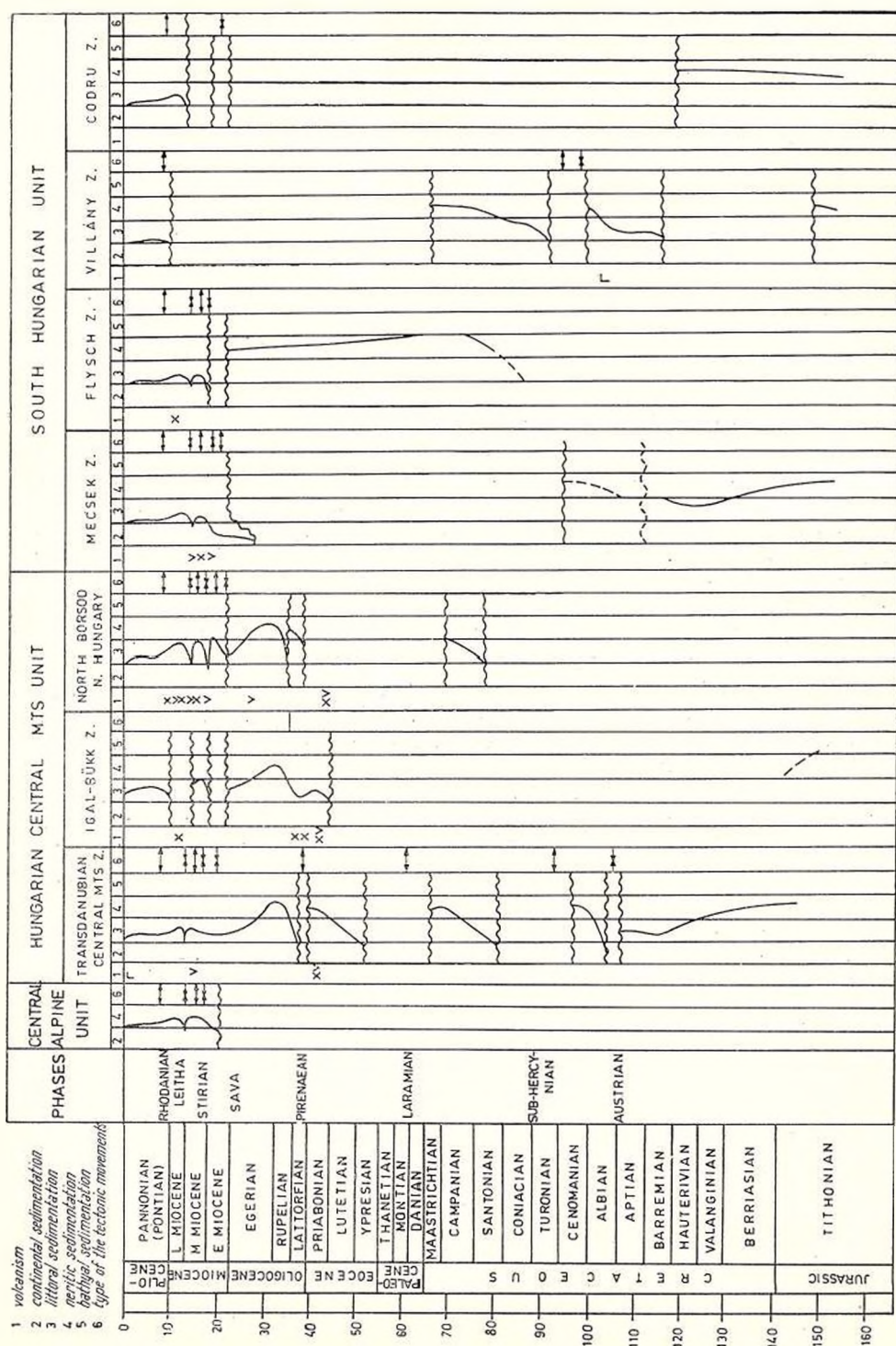
The map of the overburden shows an Early to Middle Albian transgression of southwest orientation. In the pelagic Igal-Bükk Zone of folded structure possibly affected by nappe tectonics no formation is known between the Liassic and Upper Cretaceous. The zone, and the unit itself, is bounded to the south by the Mid-Hungarian dislocation line.

Characterized by the intra-Carpathian and the Apuseni connections the South Hungarian Unit includes three zones: the Mecsek Zone, the Villány Zone and the Békés-Codru Zone.

¹ Paper presented at the 12th Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association, September 8-13, 1981, Bucharest, Romania.

² Hungary





Γ basic volcanics ; x intermediate volcanics ; v acid volcanics

Fig. — The young Alpine tectonic phases of Hungary.



The folded-imbricated structure of the unit can be mostly attributed to the effect of the Austrian phase. Areas of continuous sedimentation, however, are likely to have existed in both the Mecsek and the Villány Zones, where a predominantly calcareous and marly sedimentation is replaced by sandstones and marls. Alkaline diabase volcanism is conspicuous in both zones.

The overburden map suggests an overall transgression in the Mecsek and Villány Zones. Because of denudation it is impossible to assess the Békés-Codru Zone over its Hungarian share.

Although the compressional nature of the Austrian phase is common also in Hungary, the individual plate portions, seem to have collided, on account of their geological constitution, not according to their present-day position.

The sub-Hercynian phase is ushered, in both the Hungarian Highland Range and the South Hungarian Units, by block faulting and regional emergence at the end of the Cenomanian. The result of the denudation is visible on the pre-Senonian map.

The new regional subsidence began in the Early Senonian and reached its maximum in Late-Senonian time (worm's eye map).

The transgression, which produced the epicontinental sediments in the Transdanubian Range zone, came from the southwest. In the north-eastern Igal-Bükk Zone, after a large break in sedimentation, the deposition of coarse-detrital sediment of Gosau type set in.

Within the South Hungarian Unit the Mecsek and Villány Zones in the Danube-Tisza Interfluvium lost their separate character (maybe on the effect of the Vardar system?). The epicontinental detrital sediments overlie even crystalline rocks.

In the northeastern part of the Mecsek Zone, on the one hand, basin sediments of "couche rouge" character were deposited and, on the other hand, a flysch sedimentation showing connections with the intra-Carpathian flysch of Romania set in. The flysch may indicate an extreme mobility of the contacting margins during the connection of the two major units.

The Laramian phase is marked in the Hungarian Highland Range by a regression. In the emergence subphase between the Maastrichtian and the Sparnacian, block faulting was combined with slight tilting. A new subsidence began at the end of the Early Eocene. The culmination of the epicontinental transgression akin to the Cretaceous cycle was reached at the beginning of the Priabonian. In the South Hungarian Unit only the continuation of flysch formation can be recorded.

The Pyrenean phase in the Central Alpine part of Northern Hungary provoked the start of epicontinental molasse sedimentation. In the Transdanubian Range Unit regional emergence was combined with block faulting. The new subsidence was manifested here too by Early to Middle Oligocene molasse sedimentation. In the Igal-Bükk Zone, terrigenous-carbonate sedimentation passes, here again, with a sharp change in lithology into molasse accumulation. A volcanic zone occurred at the contact of the two zones. In the South Hungarian Unit flysch sedimentation continued.



The Sava phase was the time when the Alps-Carpathians-Dinarides system began to emerge.

In the compressive subphase the folding processes progressed up to the state of thrust sheet movements. The remainders of the Tethys developed into the Paratethys. The Carpathian Basin lost its direct communication with the Mediterranean Sea. In its SW part continental sediments, did develop, while in the NE branch, marine sediments were deposited as a foredeep. This sea branch issued from the western basin of the Mediterranean Sea and skirting the Alps, it came in contact with the sedimentary basins over the Hungarian territory.

During the tensile subphase of the orogeny the deep fractures widened into open fissures which served as channelways for the ascension, on the Eggenburgian-Ottangian boundary, of acid volcanics, erupting to the surface.

The Sava phase played a decisive role in the replacement of the structure belts, heretofore mainly longitudinal (NE—SW), now partly by transversal (NW—SE) ones. This was the time when the Vardar Zone as an emergent ridge first definitively raised up.

The Styrian phases manifested by an intensive uplift of the Alpine-Carpathian system. The collapse of the southern foreland of the Alps was accompanied by a simultaneous and drastic subsidence of the Dinarides and of areas within the Carpathian realm.

Two large sedimentary grabens of SW—NE direction were formed, within the country's territory. An offshoot of the Adriatic Basin, the northern graben had marine communications in the Vienna Basin across southern Slovakia, while the southern graben communicated with the territory of the Transylvania Basin, with northeast transgressions in Carpathian and Early Badenian times.

Over the intra-Carpathian, for the most part terrestrial areas and intensive andesitic-rhyolitic volcanism brought about the so-called intra-Carpathian volcanic garland.

The Leitha phase represented the decisive stage in the formation of the Alpine-Carpathian-Dinaric system, a phase in which nappe translation movements took place and mountain-size nappe masses were thrust upon one another and dislocated towards the foredeep. With the emergence of the Carpathian arc the only communication with open seas was restricted to the Negotinian Gate via the Lower Danube.

Once again, there were the transversal fractures of NW—SE direction that defined the structure pattern of the region: the Drava graben, the Vardar graben and the Sătmăr graben got more and more distinctly delineated and the Little Hungarian Plain depression came into existence. The grabens became the recipients of pelagic sedimentation, the ridges between them witnessed the deposition of epicontinental carbonate sediments.

In the extensional subphase the collapse-stricken tectogenesis of the deep basins was accelerated, so that the Sarmatian-Lower Pannonian sediments may attain even 2000 to 3000 m in thickness. The last intensive volcanic activity took place in this subphase, too (2000 to 3000 m of rhyolite and andesite in the Tokaj Mts and the Sătmăr graben).



With the *Rhodanian* phase the isolation of the Carpathian Basin was completed. Its marine communication was definitively lost and detrital materials removed from the emergent margins, while the inselbergs filled the depressions up.

One may conclude that the tectogenetic history of Hungary, representing a considerable part of the Carpathian Basin, includes two stages. The first one is characterized by independent development of three major tectonic units; the different geological features of their formation suggest that they must have been formed not in present-day position. The second stage began in the period between the Pyrenaean and Sava phases, when the three units under consideration occupied their present-day megatectonic position. This was the time when the transversal fractures became predominant or at least equal in rank with the longitudinal ones, and this resulted in a chess-board fault-block pattern, that is a structure, in which very deep intramontane basins had formed amid the inselbergs. Accordingly, the „Hungarian Basin” as such is a series of graben-like structures superimposed on different plate fragments.

REFERENCES

- Balázs E., Báldi T., Dudich E., Gidai L., Korpás L., Radócz Gy., Szentgyörgyi K., Zelenka T. (1980) A magyarországi eocén/oligocén határ képződményeinek szerkezeti-faciális vázlata. *Oslénytani Világ*, 25, p. 13–46, Budapest.
- Bendefy L. (1968) Contribution to the knowledge on the internal structure of the Pannonian Massif. *Földt. Közl.*, 16, (92), 4, p. 289–313.
- Bossellini A., Hsü K. J. (1973) Mediterranean plate tectonics and Triassic paleogeography. *Nature*, 244, 5412, p. 144–146.
- Császár G., Haas J. (1979) Review of the Facies and Paleogeography of the Cretaceous in Hungary. *Aspökte der Kreide Europas IUGS.*, Series A, 6, p. 413–424, Stuttgart.
- Géczy B. (1973) Lemeztekonika és paleogeográfia a kelet-mediterrán mezozoós térségben. *MTA X. Oszt. Közl.*, 6, 1–4, p. 219–225, Budapest.
- Hámor G. (1978) Die Orogenphasen des Badenien. In: Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän M4 Badenien. p. 109, UEDA, Bratislava.
- Horváth F., Channell I. E. T. (1977) Further evidence relevant to the African/Adriatic promontory as a paleogeographic premise for Alpine orogeny. In: Structural history of the Mediterranean Basins. Symposium in Split 1976, p. 133–142.
- Horváth F., Stegena L. (1977) The Pannonian basin: a Mediterranean interarc basin. In: Structural history of the Mediterranean Basins. Symposium in Split 1976, p. 333–340.
- Körössy L. (1970) Entwicklungsgeschichte der Neogenen Becken in Ungarn. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 14, 2, p. 421–429, Budapest.
- Laubscher P. H. (1971) Das Alpen-Dinariden Problem und die Palinspastik der Südlichen Tethys. *Geol. Rundschau*, 60, 3, p. 813–833.
- Laubscher H., Bernoulli D. (1977) Mediterranean and Tethys. In: Structural history of the Mediterranean Basins. Symposium in Split 1976, p. 129–132.
- Mahel M. (ed.) (1974) Tectonics of the Carpathians-Balkan regions. Veda, Bratislava.



- Sz á d e c z k y - K a r d o s s E. (1971) Theses on the study introducing a discussion entitled „The Carpathian-Dinaride area from the point of view of the new global tectonics”, *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 14, p. 82, Budapest.
- V a r g a I., G r e c u l a P. (1980) Nagyszerkezeti választólóvezetek a Nyugati-Kárpátok belső oldalán. *Földt. Kut.*, 23, 3, p. 17–22, Budapest.
- V ö r ö s A. (1977) Provinciality of the Mediterranean Lower Jurassic brachiopod fauna: causes and plate-tectonic implications. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 21, p. 1–16.
- W e i n G y. (1969) Tectonic review of the Neogene-covered areas of Hungary. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 13, 1, p. 399–436, Budapest.

QUESTIONS

M. Ş t e f ă n e s c u : One of the most important tectonic stages in the Northern Apuseni Mts is the Mediterranean one, during which the Codru Nappe System was thrust over the Bihor Autochthon. How can you explain the absence of some effects of this tectonic phase on the Hungarian territory?

Answer : In the Hungarian Highland Range zone, the main compressive phase was the Austrian. In the South Hungarian zone the Mediterranean might be important, but in the Mecsek and the Villány Mts Upper Cretaceous deposits do not occur and so we cannot determine the age of the deformations. In the basement of the Great Hungarian Plain there are formations of this age, but from the scarce deep drilling data we cannot infer the exact tectonic situation.

V. B i r k e n m a j e r : 1. What is the evidence for the right-lateral displacement along your major strike-slip faults in Hungary? 2. What is the amount of displacement along these faults? Would it bear on palinspastic reconstructions?

Answer : 1. There is sure evidence of the post-Cretaceous movement along these lines (Rába-Roznava and Mid-Hungarian Line), but the right-lateral displacement, marked by us on maps, is really only hypothetical.

2. As a consequence of the answer at the first question, we do not dispose of data which reveal the dimensions of the displacement, but we suppose it would have been of several hundreds of km.

DISCUSSIONS

I. V a r g a : The presented main fault zones (Rába-Roznava, Zagreb-Zemplin etc.) appear as longitudinal belts in the basement. The comments concern the area sketched in NE Hungary where the paleogeographic reconstruction clearly points to the decisive influence of longitudinal faults on the Carpathian (e.g. NW–SE) orientation. Such fault zones (parallel to the hypothetical Szamos fault belt) played an important role in the paleogeographic and tectonic evolution, whereas the longitudinal faults of the remaining basement of Hungarian territory (e.g. the Zagreb-Zemplin Line) became here transversal ones. However, no longitudinal fault zones were assumed in this paper for the NE Hungarian territory.

G. D. A s h g i r e i : I congratulate the Hungarian geologists for their interesting note. I am quite surprised that the authors were not tempted by the rotations and other uncontrolled movements of tectonic blocks which have become a fashion with most of our colleagues. I advise the authors to continue their activity in view of unifying the tectonic and facial zones with the known ones from the outcropping areas of the Carpathians, Apuseni Mts, Vardar Zone and Eastern Alps.



TECTONIC FEATURE AND MESOZOIC-CAINOZOIC HISTORY OF EAST SERBIA (YUGOSLAVIA)¹

BY

ALEKSANDAR GRUBIĆ²

The tectonic units of East Serbia show marked lithofacial, stratigraphic and structural differences. Therefore almost all geologists who work in this area agree that several tectonic zones can be distinguished. They are: Golubac (= Morava), Lužnica, Suva Planina, Kučaj, Timok, Tupižnica, Vidlič, Poreč-Stara Planina, Miroč and Krajina Zones. Each of these features is separated by marked longitudinal faults and resembles the others by the internal structure or differ to a less or greater extent. This refers in particular to lithostratigraphic properties of geological columns in these zones. It can be presently stated, that the zones are morphostructural units rather than structural-facial zones.

The complex geological feature of East Serbia and the incomplete knowledge of some important stratigraphic and structural details are the reasons for various interpretations of the general tectonic pattern of the discussed country.

With respect to the general tectonic framework of the Carpatho-Balkanides in East Serbia geologists are divided: some are adherents of the concept of a big (Getic) Nappe and accompanying events (the Severin and other infra-Getic Nappes), others take the view that there is a number of overthrusts (five, six or more), while some consider the mentioned tectonic zones predominantly parautochthonous (horst-anticlinoria and trench-synclinoria with thrust contacts). Some foreign geologists write in favour of a general autochthony of structures in East Serbia.

Through a very detailed sedimentological and structural study of the key terrains in East Serbia, the present author has found more than one fact to substantiate as more likely the interpretation based on the presence of the Getic Nappe and a rider of infra-Getic Nappes formed between the end of the Albian stage and the Danian. Bundles of these „primary nappes” got longitudinally faulted later (to Styrian movements), became refolded and developed secondary thrusts and sometimes overthrusts, thus forming the mentioned morphotectonic zones. Such re-

¹ Paper presented at the 12th Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association, September 8–13, 1981, Bucharest, Romania.

² Faculty of Geology and Mining, Djušina 7, 11001 Beograd.



folded areas of East Serbia form a very complicated young megaanticlinorium.

In conformity with such information and interpretations, a tectonic regionalisation of the Carpatho-Balkanides in East Serbia has been recently offered with the following separated units:

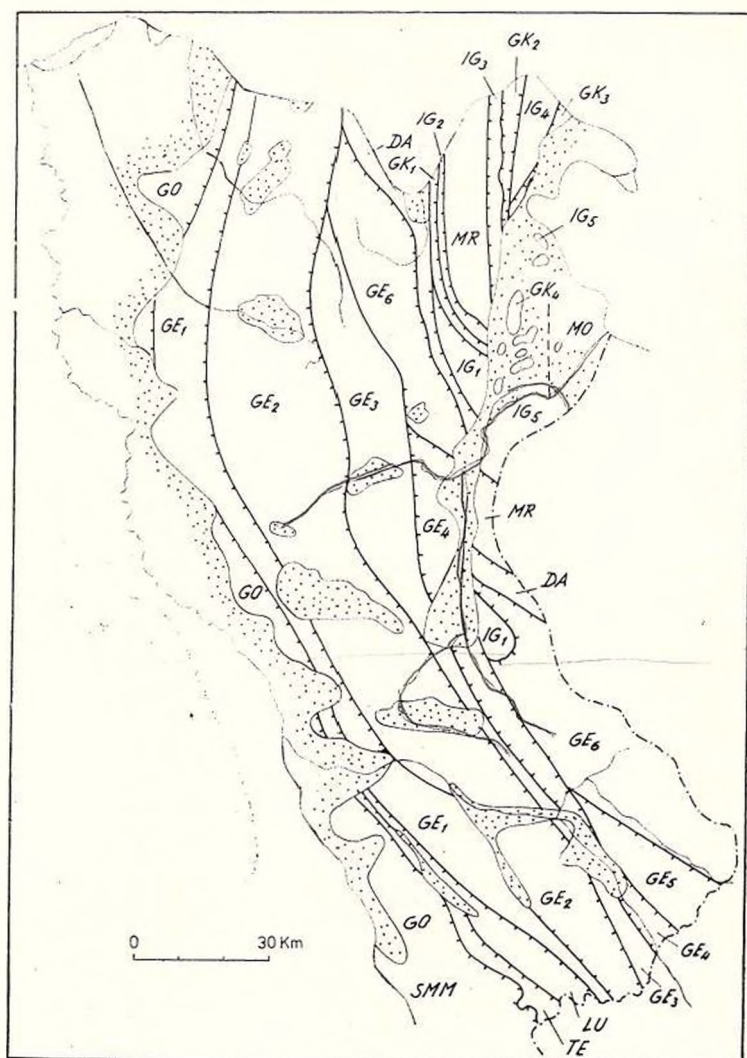


Fig. 1. — Tectonic sketch of East Serbia.

GO, Golubac (= Morava) Nappe; TE, Tegošnica Nappe; GE, Getic Nappe (present in the zones: GE₁ — Suva Planina, GE₂ — Kučaj, GE₃ — Timok, GE₄ — Tupižnica, GE₅ — Vidlič, GE₆ — Poreč — Stara Planina); GK, Getic klippen (in the sub-zones: GK₁ — Golubinje, GK₂ — Tekija, GK₃ — Sip, GK₄ — Mihajlovac); IG, infra-Getic Nappes: 1, ultramafic nappe; 2, Kosovica Nappe, and 3, sub-Kosovica Nappe (exposed in the sub-zones: IG₁ — Deli Jovan, IG₂ — W. Miroč, IG₃ — E. Miroč, IG₄ — Kosovica, IG₅ — Mihajlovac); DA, Danubian Parautochthon; MR, Miroč Autochthon; MO, Mokranja Autochthon (Grubić, 1980).

- 1) Golubac (= Morava) Nappe,
- 2) Tegošnica Nappe,
- 3) Lužnica Nappe,
- 4) Getic Nappe, presented in the following zones : 1. Suva Planina,
2. Kučaj, 3. Timok, 4. Tupižnica, 5. Vidlič, 6. Poreč-Stara Planina, and
7. Getic klippen (in Golubinje, E. Miroč, Tekija, Sip and Mihajlovac Sub-zones),
- 5) Ultramafic Nappe
- 6) Kosovica Nappe
- 7) Sub-Kosovica Nappe
- 8) Danubian parautochthonous Unit,
- 9) Miroč autochthonous Unit,
- 10) Mokranja autochthonous Unit.

Very complex surface relationships are noted in the eastern zones of the Carpatho-Balkanides of East Serbia : Miroč and Krajina Zones. Present and visible in their superposition are : klippen of Getic Unit (in the Golubinje, E. Miroč, Tekija, Sip and Mihajlovac Sub-zones), infra-Getic Units (in the Deli Jovan, W. Miroč, Kosovica and Mihajlovac Sub-zones), Danubian Parautochthon and Miroč Autochthon.

Mesozoic and Cainozoic History of East Serbia

(1) In the present-day geological regions of Yugoslavia, during the Triassic, sea filled the eastern and western (molasse) depressions inherited from the Hercynian tectonic epoch. During the Lower Triassic, sea water gradually invaded these depressions where clastics (variegated sandstone) and carbonate rocks (diagenetic dolomite) were formed. The sea deepened in the Middle Triassic, when dolomitic limestone and bituminous limestone with abundant Anisian and Ladinian fossils (from Alpine and Germanic development) were formed. As a result probably of epeirogenic rising, the sea retreated rapidly and completely from the western areas of East Serbia but remained in the eastern ones during the Upper Triassic.

(2) Since the beginning of the Jurassic, new thalassogenic movements provided for transgression all over the eastern half of East Serbia. It continued during the Dogger to cover also the western half of this region.

In the Upper Jurassic, conditions of a carbonate shelf (= carbonate paraplatform of Florida type according to Grubić and Jankićević, 1972) prevailed in the western and central areas of East Serbia. Southwest of this prominent and shallow Kučaj-Tupižnica carbonate shelf, the Lužnica trough began opening and pre-flysch formations started depositing in it. East of this carbonate shelf pelagic carbonate sediments deposited in a somewhat deeper basin with flat bottom. The rocks from this (Getic-Danubian) basin were partly preserved in the eastern areas of Stara Planina, partly under the Getic Nappe in the Danubian Unit (in the zone between Pesača and Donji Milanovac and in the Novo Korito Zone). On its eastern side the basin was bounded by the Miroč carbonate shelf superjacent to the margin of the Moesian Platform and at present its sediments are exposed on the Miroč and Vrška Čuka Mountains.



(3) The general opening or expansion of the Tethys during the Jurassic was responsible for many changes on its periphery. They became evident in the Tithonian when the Krajinna trough began opening within the old Getic-Danubian Basin. Then, the new Lužnica trough was opened and separated the Kučaj carbonate shelf from the Serbo-Macedonian country. Over the old pre-flysch sediments in this trough, the Tithonian-Berriasian flysch rich in olistostrome with carbonate olistoliths was formed.

Riftogenic processes soon opened a new Krajinna trough with paleo-oceanic crust on the bottom. A significant fragment of this crust is preserved today in the Deli Jovan gabbro massif. The lowermost sediments on the Krajinna trough bottom were hemipelagic formations, represented now by „schistes lustrés” with tuff and minor diabase lenses. These specific red and green “Azuga Beds” are overlain by the Sinaia Flysch and its equivalents (quasi-Sinaia Beds). The next member upwards is a younger terrigenous flysch with orbitolins.

The western (Getic) part of the old Getic-Danubian Basin was separated in the Tithonian from the eastern (Danubian) part by the opening

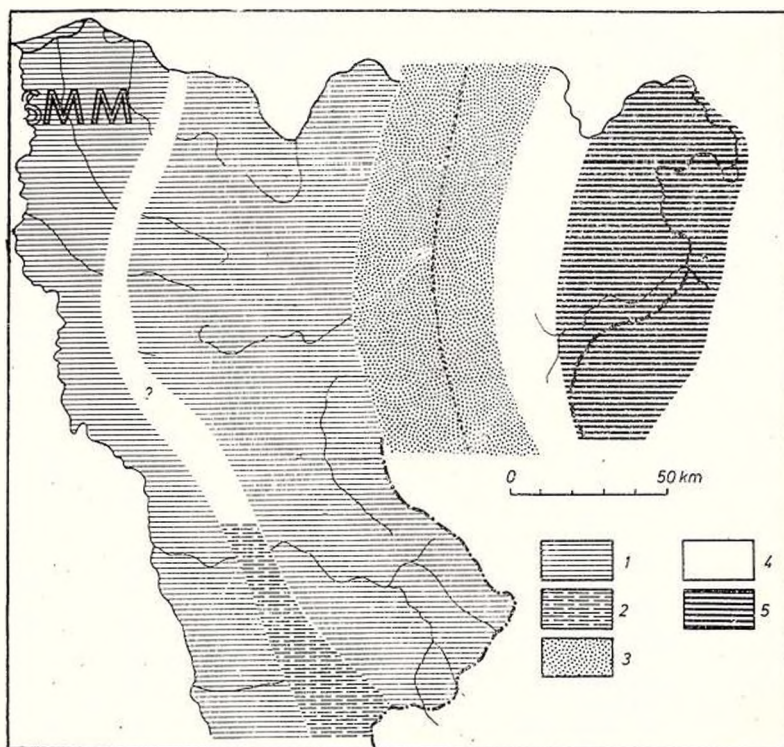


Fig. 2. — Palinspastic sketch of East Serbia during the Upper Jurassic and the Lower Cretaceous. 1, Serbo-Macedonian mass (SMM) and Getic Domain; 2, Lužnica flysch trough; 3, and 4, Krajinna (3)-Danubian (4) trough with Sinaia and quasi-Sinaia Beds (3) and pelagic sediments (4); 5, Moesian Domain (Grubić, 1974).

of the Krajina trough. This Getic Basin was bounded to the west by the Kučaj carbonate shelf, while a Getic cordillera stood east of it. Pelagic and shoal limestones prevailed in the geological columns beside the Kučaj carbonate shelf, while only pelagic limestone with Upper Jurassic and Neocomian ammonites and Barremian and Aptian terrigenous-carbonate formations were in the middle of the basin.

Eastwards, in the Danubian part of the old Getic-Danubian Basin, the sea bottom had features of a quite thin transitional or peri-continental crust. Over it, eupelagic sediments (micrite with chert) with ammonites were deposited during the Tithonian and the Neocomian, and hemipelagic formations (marl and marly limestone) with ammonites prevailed in the Barremian.

During the Tithonian and the Lower Cretaceous, carbonate sedimentation continued on the Kučaj and the Miroč carbonate shelves.

(4) The Krajina-Danubian trough gradually closed during the Upper Aptian and the Albian because its paleo-oceanic bottom was subducted towards the west under the active microcontinental margin of the Serbo-Macedonian mass. The process was continuous: the Krajina part of the trough closed before the beginning of the Albian, and by its end the eastern part (to the Porečka Reka meridian) also closed.

Upon the Krajina-Danubian trough closure at the end of the Albian, before the subduction front, the new Miroč trough was formed, in which, flysch and flysch-like sediments with terrigenous-carbonate sequences and olistostromes deposited (i.e. Jabukovac Beds, Mokranja Flysch etc.).

Along with sedimentation, the Miroč trough was closed by being subducted westward under the Getic crystalline area. By the end of the Ressen phase, the Miroč trough was covered from the west to the Tekija meridian. This complex process was, in fact, the Middle Cretaceous formation of the primary nappe structure of East Serbia (Getic and infra-Getic Nappes of the Danubian Parautochthon).

The closing of the Lužnica trough stopped the sedimentation in it and the deposited formations were thrust over the SW edge of the carbonate shelf (in the Suva Planina region) as the Lužnica Nappe.

At the beginning of the Albian, the epeirogenetically lifted central area of the old Kučaj carbonate shelf began to break and subside in a long zone from Majdanpek to Pirot and in the Poganovo area. These events were accompanied by powerful Albian ingression to the lowered zones, after which the zone was affected by secondary riftogenesis resulting in a complex mingling of sedimentation (of flysch and flysch-type formations), magmatism (timozite, andesite-basalt, latite and monzonite phases) and metallogeny phenomena.

(5) Middle Campanian thalassogenic movements in East Serbia were followed by transgression and abated volcanic activity. Shallow sea covered all areas of East Serbia, in which various clastics (sandstone with *Inoceramus*, coal-bearing series, etc.) and zoogenic reef formations with rudists deposited during the Upper Senonian. Synchronous with these sediments, in the inherited Miroč trough, flysch sediments (coarse flysch of the Dževrin Beds) deposited.

As a result of Laramian epeirogenetic lifting in the Danian stage, sedimentation continued in East Serbia in the Paleocene and Lower Eocene



only within the Timok trough, where terrigenous and terrigenous-carbonate sediments, partly bituminous, deposited.

(6) Intensive rupturing, faulting, and block rotating started in the Upper Oligocene and continued through the Lower Miocene when in Eastern Serbia those big dislocations in longitudinal directions were

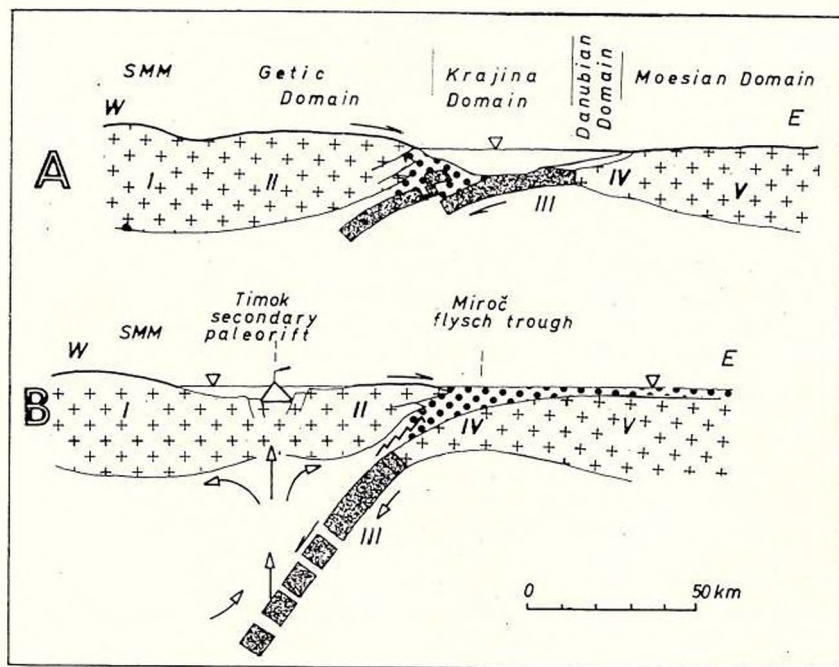


Fig. 3. — A) Scheme of closing of the Krajina part of the Krajina-Danubian trough (in the East Serbian part of the Mesoparathethys) during the Upper Aptian and the Lower Albian.

B) Scheme of the subduction of the Danubian part of the Krajina-Danubian trough (IV) with pericontinental crust under the Geticum (II), also showing the Timok secondary riftogenesis and the new Miroč flysch trough — during Middle and Upper Cretaceous (Grubić, 1974).

formed (and some old ones partly rejuvenated); at present they are so prominent in the structure of these mountains (Rožanj-Bovan, Morava, Ridanj-Krepoljin, Zlot, Pek-Svrljig, Timok-Tepoš and Dževrin). Longitudinal lake basins and marshes formed in some of these dislocations. The old Mesozoic nappe structures were divided by these faults into wider or narrower longitudinal zones.

(7) Alpine compressional deformations terminated with strong movements. During these events, the old primary structures were refolded into big folds and fault-fold (hybrid) forms, and adjacent tectonic zones brought into complex interrelationships as a result of reverse, two-vergent („hesitating”) and gravitational movements over the flanks of large longitudinal dislocation zones. Thus, for example, the Rožanj-Bovan and Morava dislocations became east-vergent, and the western flanks

were thrust over the eastern ones. In the Ridanj-Krepoljin dislocation, there are „contacts hésitants”: in the mountains of Golubac and the Nišava canyon it is vertical, on the western slopes of Kučaj it is east-vergent. In the old or partly rejuvenated dislocations of Zlot and Pek-Svrljig, the limbs also developed „hesitating” relationships. The Timok-Tepoš and Vidlič dislocations are west-vergent. The significant fact for determination of the age of these movements is the occurrence of Lower Miocene lake sediments (Bovan, Senje-Resava) squeezed between big dislocations.

According to Grubić and Antonijević (1961–1962) and Grubić (1967), after the Styrian movements in East Serbia, the following structural zones could be distinguished: (horst)-anticlinal (Lužnica, Gornjak-Suva Planina, Rtanj-Kučaj, Vidlič, Stara Planina, Miroč, and Vrška Čuka), monoclinal (Golubac-Penkovo and Gornjani); then (trench)-synclinal (Timok-Srednjogorje, Tupižnica-Knjaževac, Poreč, and Novo Korito), and Krajina synclinorium. These structural zones can be grouped into complex and big units (horst-anticlinoria and graben-synclinoria) which generally look as a megaanticlinorium.

(8) Only after the Middle Miocene, transversal and diagonal rupturing, accompanied by neotectonic uplifting and subsidence of blocks and their rotation, resulted in the modern tectonic picture of the Yugoslavian part of the Carpatho-Balkanides.

REFERENCES

- Aleksić V., Kalenić M. (1966) Osnovne crte sedimentacije, magmatizma i tektonskog razvika centralne i istočne Srbije. *Referati VI Savetovanja geologa SFRJ*, I, p. 96–130, Ohrid.
- Kalenić M. (1970) Uloga i značaj horizontalnih raseda u morfostrukturnom oblikovanju balkansko-karpatkog luka. *Predavanja VII Kongresa geologa SFRJ*, I, p. 407–430, Zagreb.
 - Kalenić M., Pantić N., Hadži E. (1974) Istorijsko-geološka evolucija kontinentalne, prelazne okeanske i okeanske litosfere u Srbiji i susednim oblastima. Simpozijum Metalogenija i koncepcije geotektonskog razvoja Jugoslavije, Beograd, p. 195–229, Beograd.
- Andjelković M. (1967) Strukturno-facijalne zone Karpato-balkanida istočne Srbije. *Zbor rad. Rudarsko-metalurškog fakult. i Instit.za bakar*, V, p. 41–64, Bor.
- Nikolić P. (1974) Veliki šarijaž u tektonskoj gradnji istočne Srbije. *Zapisnici Srpskog geološkog društva za 1973*, p. 137–142, Beograd.
- Bončev E. (1962) Po vprosa za tektonskata vrzka meždu Balkanidite i južnite Karpati. *Trav. géol. Bulgar., ser. strat. et tect.*, IV, p. 197–236, Sofija.
- (1965) Probleme der Lineament-tektonik im ostlichen Teil der Balkanhalbinsel. *Bull. „Strašimir Dimilrov” Inst. Geol. Bulg. Acad. Sci.*, XIV, p. 5–31, Sofija.
- Bončev S. (1923) Geologie der Umgegend von Timok. *Trud. Blgar. prirodno-izpitatel. druž.*, X, p. 1–23, Sofija.
- Codârcea A. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Méridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol. Rom.*, XX, p. 1–74, București.



- Cvijić J. (1902) Struktura i podela planina Balkanskog poluostrva. *Glas Srpske akad. nauka*, LXIII, p. 1–71, Beograd.
- (1908) Entwicklungsgeschichte des Eisernen Tores. *Peterm. geogr. Mill. Ergänzungsheft*, 160, p. 1–64, Gotha.
- Grubić A. (1967) Hipoteza megaantiklinorijumske gradje istočne Srbije. Geoloski pregled Karpato-balkanida istočne Srbije. *8th Congr. KBG Assoc.*, p. 126–130, Beograd.
- (1974) Eastern Serbia in the light of the new global tectonics. In: *Metallogeny and concepts of the geotectonic development of Yugoslavia*, p. 179–212, Beograd.
 - Antonijević I. (1961–1962) Nova shvatanja o tektonskom sklopu istočne Srbije. *Zbor rad. Rudarsko-geološkog fakult.*, 8, p. 178–187, Beograd.
 - Jankičević J. (1973) Karbonatna paraplatforma u gornjoj juri i donjoj kredi istočne Srbije. *Zapisnici Srpskog geol. društva za 1972*, p. 73–85, Beograd.
- Karamata S. (1975) Geologic evolution of Yugoslavia area from Triassic to Quaternary. *Radovi Instit. za geol. rudar. istraživanja nuklearnih i dr. mineral, sirovina*, 10, p. 1–15, Beograd.
- Kober L. (1951) Leitlinien der Tektonik Jugoslawiens. *Posebna izdanja Srpske akad. nauka*, CLXXXIX, Geol. inst., 3, Beograd.
- Luković M. (1938) Postšarijaški pokreti u istočnoj Srbiji. *Vesnik Geološkog inst. k. Jugoslavije*, 7, p. 5–23, Beograd.
- Milovanović B. (1950) Geološko-tektonska skica Jugoslavija. *Geologija za rudare*, I, sec. edit., Beograd.
- Murgoci G. (1905) Contribution à la tectonique des Carpathes méridionales. *C. R. Acad. sci.*, 3 juillet, Paris.
- Petković K. (1961) Tektonska karta FNRJ. *Glas Srpske akad. nauka, i umet.* CCXLIX, *Odelj. priro. mal. nauka*, 22, p. 129–144, Beograd.
- Petković V. (1930) O tektonskom sklopu istočne Srbije. *Ibid.*, 140, p. 3–33, Beograd.
- Popescu-Voilești I. (1929) Aperçu synthétique sur la structure des régions carpatiques. *Rev. Muz. geol. min. Univ. Cluj*, III, p. 1–40, Cluj.
- Radovanović S. (1907) Prethodni izveštaj o velikom šarijažu u severoistočnoj Srbiji. *Zapisnici Srpskog geološkog društva V*, p. 17–29, Beograd.
- Rădulescu D. P., Săndulescu M. (1973) The plate-tectonics concept and the geological structure of the Carpathians. *Tectonophysics*, 16, p. 155–161, Amsterdam.
- Sikošek B., Maksimović B. (1964) Pokušaj genetske i vremenske interpretacije strukturne gradje istočne Srbije u prostoru između Dunava i Crnog Timoka. *Glasnik Prirodnjačkog muzeja*, A, 19/20, p. 162–177, Beograd.
- Strecker A. (1932) Sur la tectonique des Carpathes méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVI, p. 5–96, București.



MECHANICAL MODEL FOR THE FORMATION OF THE INTRA-CARPATHIAN BASINS¹

BY

FERENCZ HORVÁTH², LEIGH H. ROYDEN³

1. Introduction

The Carpathian arc surrounds a Neogene basin system which is made up of the Vienna Basin, Transcarpathian Depression, Transylvanian Basin and the Pannonian Basin (s.l.). The basin development occurred during and after the latest Oligocene to Late Miocene thrusting and crustal shortening of the Outer Carpathians and it was accompanied by calc-alkaline magmatism (Fig. 1).

The generalized development of an extensional basin may be divided into two stages (McKenzie, 1978; Selater et al., 1980). During and immediately after lithospheric extension (stretching) there is a rapid subsidence. This occurs in isostatic response to net density changes resulting from crustal thinning and from heating. The extension of the brittle lithosphere (roughly the crust) is reflected by synsedimentary normal faulting and often by rotation of bedding. The second stage of subsidence is of greater areal extent and a relatively long-term process caused by cooling and contraction of the lithosphere following the extension phase. As a result of passive cooling of lithosphere towards thermal equilibrium sediments are correspondingly flat-lying and undisturbed. The overall subsidence is generally amplified by the effects of sediment loading. If original crustal thickness, elevation, and temperature structure are known, a detailed analysis of subsidence history can be used to determine the magnitude of extension.

Recently, Selater et al. (1980) have given a detailed analysis of subsidence, heat flow, and crustal thickness of the intra-Carpathian basins. They conclude that the subsidence of the intra-Carpathian basins

¹ Paper presented at the 12th Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association, September 8-13, 1981, Bucharest, Romania.

² Geophysical Department, Eötvös University, H-1083 Budapest, Kun B. tér 2, Hungary.

³ Department of Earth and Planetary Sciences, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge Mass. 02139, U.S.A.



may be interpreted as the result of about 100% extension during the Badenian, which affected the entire intra-Carpathian region but was inhomogeneous and left some blocks emergent and relatively undeformed.

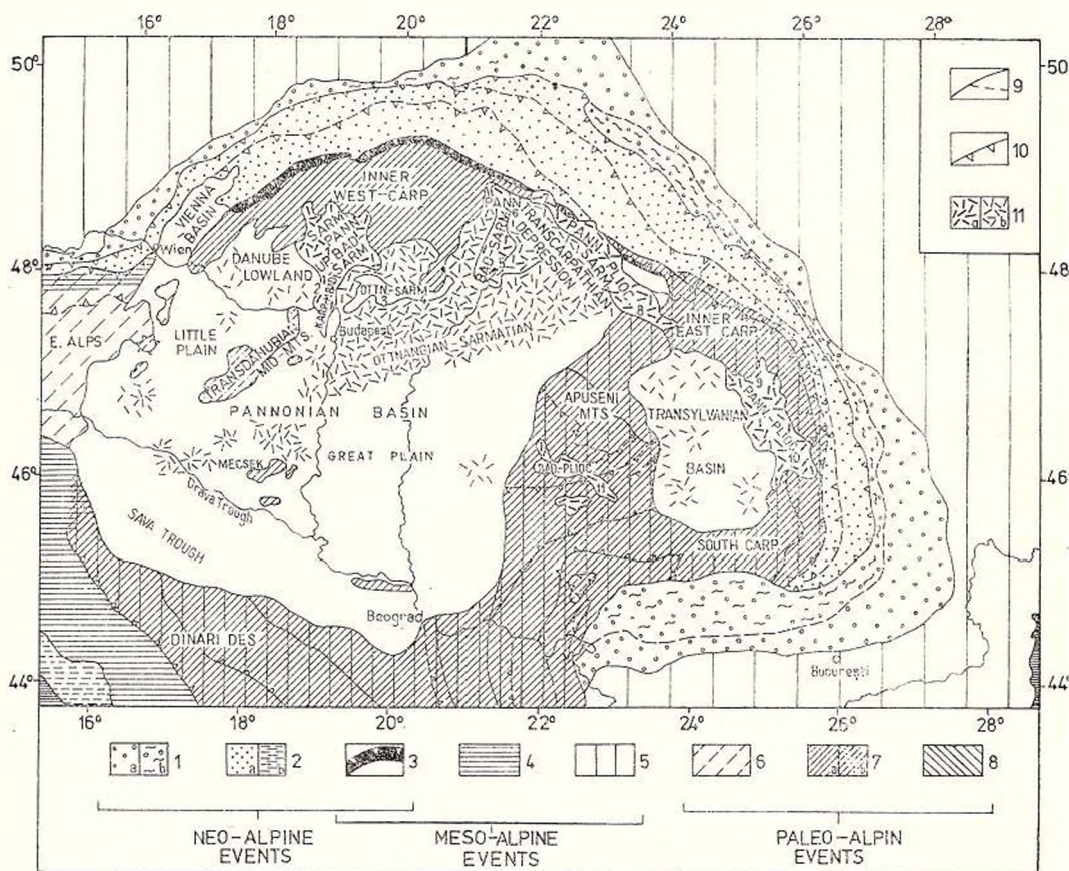


Fig. 1. — Tectonic sketch of the Pannonian back-arc basin and the associated folded arc (mainly after Maheľ, 1974, and Lexa and Konečný, 1974).

1, foredeep molasse; undeformed (a), folded during the Pliocene-Quaternary (b); 2, outer (flysch) Carpathians strongly deformed during the Late Oligocene-Early Miocene (a) and other tectonic units deformed during this interval (b); 3, Pieniny Klippen Belt; 4, area of Late Eocene-Early Oligocene deformation; 5, area of latest Cretaceous-Paleocene deformation; 6, area of Late Cretaceous deformation; 7, area of mid-Cretaceous intensive (a) and slight (b) deformation; 8, area of Late Jurassic-Early Cretaceous deformation; 9, first order and second order tectonic boundary; 10, main thrust; 11, Neogene calc-alkaline volcanic rocks on the surface (a) and below younger sedimentary cover (b) and their age.

Moreover they show that the Pannonian Basin seems to require additional lithospheric thinning to explain the fast subsidence during the Pannonian (s.l.).



2. Kinematics of Basin Formation

Although Sclater et al. (1980) demonstrate that the intra-Carpathian basins formed by lithospheric and crustal extension, the exact relationship of these extensional processes to the geometry and structural evolution of the basins and surrounding are is unclear. The style of deformation most easily visualized for an extending terrane is displacement along a series of normal faults. These normal faults may form long linear rifts (the East African Rift), or be arranged en echelon (Basin and Range Province).

Small, isolated basins of similar character occur along the San Andreas fault and in other regions where they appear to be associated with major strike-slip faults (Crowell, 1974). In map view these „pull apart” basins are typically rhombohedral and are bounded by steep normal faults. This phenomenon has been demonstrated theoretically by finite difference calculations (Segall, Pollard, 1980), experimentally

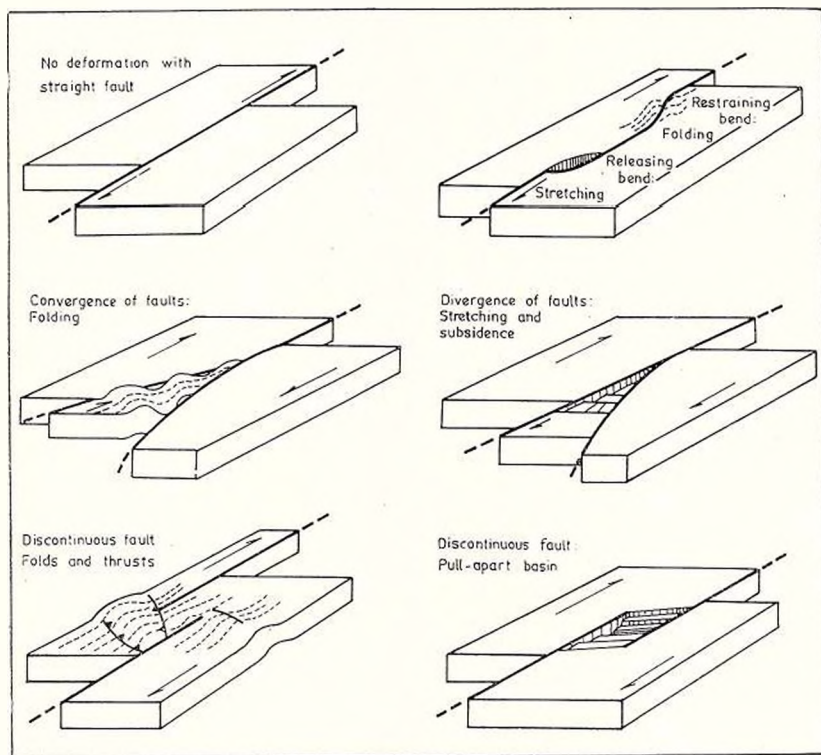


Fig. 2. — Basic wrench tectonics (modified after Crowell, 1974).

in clays (Wilcox et al., 1973) and on the field along active strike-slip (wrench) faults (Tschalenko, 1970; Philip, Megard, 1977). Figure 2 gives a summary of basic wrench tectonics. It shows simple com-

pressional and extensional deformations associated with non-straight and/or discontinuous wrench faults.

3. Application for the intra-Carpathian Basins

We attempt to show that wrench tectonics may offer an explanation for the formation of intra-Carpathian basins and other tectonic features. Figure 3 shows a simplified isopach map of the Neogene-Quaternary sediments (including the volcanic tuffs).

In map view, the Vienna Basin has a characteristic rhombohedral shape, suggesting that it may have formed as a pull apart basin along strike-slip fault segments. Large normal faults which cut the basement and older sediments indicate that the major phase of extension was Badenian, and that strike-slip faulting may have been most active at this time. The orientation of the sedimentary rhombohedron and the location of known faults suggest that the sense of lateral displacement was left shear.

This general style of basin formation can be extended to other intra-Carpathian basins. Figure 4 shows one system of strike-slip faults which can explain the extension of the intra-Carpathian basins, their individual geometries, and their relationship to one another. Not all the basins are directly analogous to simple rhombic pull aparts, like the Vienna Basin, and many formed at the intersection of conjugate wrench faults.

There is some latitude in connecting the various faults in Figure 4, but the variations appear to be of only minor importance. Regional extension occurred along mostly NE and NW trending sets of conjugate shears, and the sense of motion is consistent with E—W extension and N—S compression. The synchronous development of the Sava folds in the northern Dinarides and southwest Hungary is probably related to this stress field, since their E—W trending fold axes also suggest N—S compression.

Most of the inferred Miocene wrench faults appear to be reactivated parts of older tectonic lines. In the Vienna and Danube Basins left slip faults parallel the thrust fronts in the Outer Carpathians. Similarly in the region of the Transcarpathian Depression right slip faulting occurred parallel to, or along the thrust fronts. Field evidence for significant strike-slip movements along thrust fronts is available in the West Carpathians (Roth, 1980).

Regional seismicity of the region is rather weak, except that of the Vrancea zone. On the basis of recent and historical earthquakes the main zone of activity can be delineated (Karnik, 1971). It is very remarkable that the inferred Miocene faults and the recent seismic zones are very well correlated. The few focal mechanism solution available indicated left-lateral shear along the Mur-Mürz line, to the south of the Vienna Basin (Gutdeutsch, Aric, 1976) and the same for an E—W trending line to the south of Budapest (Csomor, 1967). It gives further credit to our model and suggests that the recent stress field inherited Miocene features.



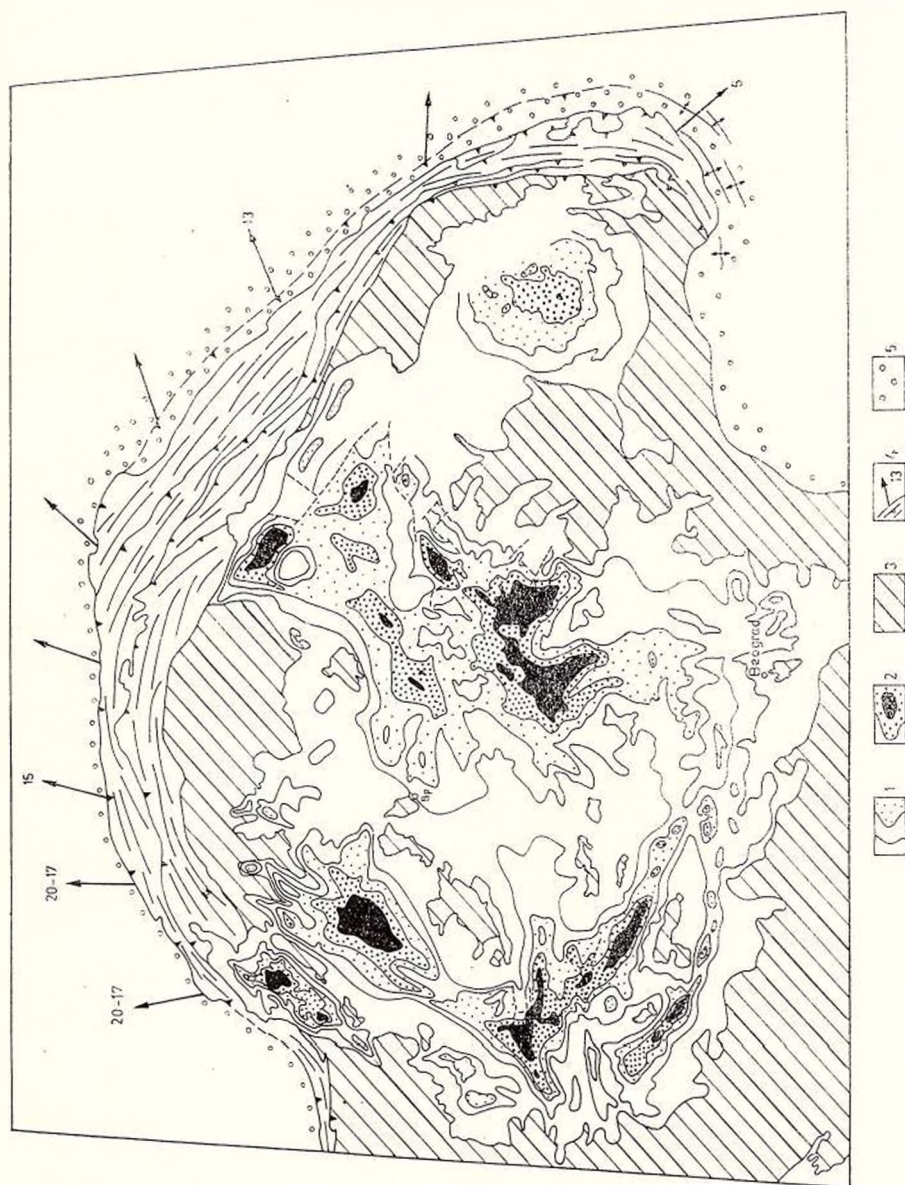


Fig. 3. — Simplified isopach map of the Neogene-Quaternary formations.
1, 1 km and 2 km depth isoline; 2, 3 km and 4 km depth isoline; 3, pre-Neogene outcrops; 4, flysch Carpathians
and timing of their major deformations (after Jiríček, 1979); 5, foredeep molasse.

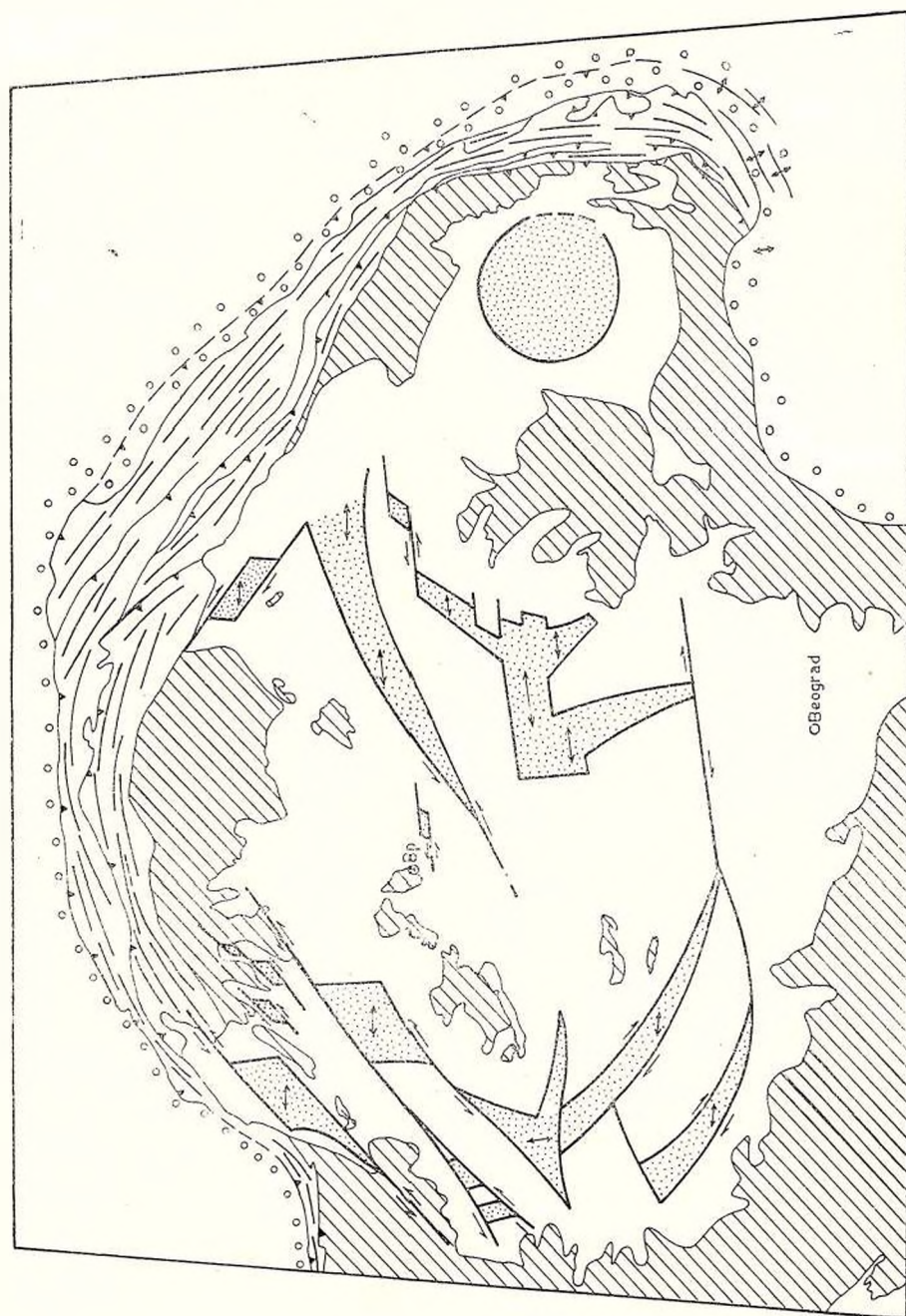


Fig. 4. — Scheme of wrench fault system which controlled the formation of the intra-Carpathian basins.

4. Driving Force of the intra-Carpathian Extension

The extension in the intra-Carpathian basins which culminated in the Middle Miocene can be correlated with the timing of thrusting around the Carpathian arc (Fig. 4). In the Badenian north-directed thrusting was essentially completed in the West Carpathians, but major thrusting and crustal shortening continued in the East Carpathians until the Sarmatian and even later to the south (J i f i č e k, 1979).

Hence it appears that E—W crustal shortening in the East Carpathians was related to E—W extension of the intra-Carpathian region. The migration of thrusting around the Carpathian belt corresponds to the migration of A-type subduction, also expressed by the eastward migration of calc-alkaline volcanism. If basin extension was compensated by crustal shortening and subduction in the East Carpathians, the net E—W extension across the entire intra-Carpathian region should be roughly equal to the total, Badenian and post-Badenian shortening in the East Carpathians. Assuming 50% to 100% extension in the basins, total E—W extension is estimated as 100 to 150 km. Comparing this to 116 km of shortening estimated for the East Carpathians by Burchfiel and Bleahu (1976), the magnitudes are seen to be in fair agreement.

The development of extensional basins adjacent to a zone of subduction and apparent compression may suggest that subduction was not driven by plate convergence, as it is difficult to understand how compressional stress can be transmitted across an extension terrane. Hence, subduction must be driven from the subduction zone itself. This may be accomplished by gravitational forces acting on the downgoing slab, or by some sort of convective flow. In the Carpathian region few or no oceanic lithosphere was available in the Middle Miocene, but the rather shallow dipping subducted slab started to bend downward, thus making possible A-type subduction. In plate tectonic terms, back-arc type extension of the upper plate seems to have occurred when continued subduction along the plate boundary in the East Carpathians was not matched by the rate of plate convergence. We would suggest that in this region, downward bending of subducted slab results in an extensional stress field, and that thrusting and apparent compression along the mountain belt is only a thin-skinned, superficial effect due to the inability to subduct light, upper crustal material, and to detachment from the underlying lithosphere. This hypothesis is compatible with the stresses inferred from the focal mechanisms of Vrancea earthquakes (Constantinescu et al., 1973; Fuchs et al., 1979).

REFERENCES

- Burchfiel B. C., Bleahu M. (1976) The geology of Romania. *Geol. Soc. Ann., Spec. Pap.*, 158, p. 1—82.
- Constantinescu L., Cornea I., Lăzărescu V. (1973) An approach to the seismotectonics of the Romanian Eastern Carpathians. *Rév. roum. géol., géophys., géogr., Géophys.*, 17, p. 133—143, București.



- Crowell J. C. (1974) Origin of late Cenozoic basins in southern California. In: W.R. Dickinson (ed.), *Tectonics and sedimentation. Soc. Econ. Palcont. Mineral. Spec. Publ.*, 22, p. 190–204.
- Csomor D. (1967) Focal mechanism solution of Hungarian earthquake 12.1.1956. *Ann. Univ. Sci. Budap. R. Eötvös nom.*, 10, p. 3–8 (in Russian), Budapest.
- Fuchs K., Bonjer P., Bock G., Cornea D., Radu C., Enescu D., Jiane D., Nouescu G., Merkler G., Moldoveanu T., Tudorache G. (1979) The Romanian earthquake of March 4, 1977: aftershocks and migration of seismic activity. *Tectonophysics*, 53, p. 225–247, Amsterdam.
- Gutdeutsch R., Aric K. (1976) Erdbeben im ostalpen Raum. *Arbeiten Zentralanst. Meteor. Geodyn.*, 19, p. 1–23.
- Jiříček R. (1979) Tectonic development of the Carpathian arc in the Oligocene and Neogene. In: M. Mahel (ed.), *Tectonic profiles through the West Carpathians. Geol. Ustav D. Štur.*, p. 205–214, Bratislava.
- Karnik V. (1971) Seismicity of European area. Part 2.D. Reidel Publ. Co., 1–218, Dordrecht-Holland.
- McKenzie D. P. (1978) Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 40, p. 25–32.
- Philip H., Megard F. (1977) Structural analysis of the superficial deformation of the 1969 Paríahuana earthquakes (Central Peru). *Tectonophysics*, 38, p. 259–278, Amsterdam.
- Roth Z. (1980) Zapadni Karpaty-terciérní struktura střední Evropy. *Knihovna Ustr. Ust. Geol.*, p. 1–128, Praha.
- Sclater J. G., Royden L., Horváth F., Burchfiel B. C., Semken S.C., Stegena L. (1980) The formation of the intra-Carpathian basins as determined from subsidence data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 51, p. 139–162.
- Segall P., Pollard D. D. (1980) Mechanics of discontinuous faults. *J. Geophys. Res.*, 85, p. 4337–4350.
- Tchalenko J. S. (1970) Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81/6, p. 1625–1640.
- Wilcox R. E., Harding T. P., Seely D. R. (1973) Basic wrench tectonics. *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, 51, p. 71–96.

QUESTIONS

M. Săndulescu: 1. Do you think that the crustal shortening of the East Carpathians is contemporaneous with the extension of the Pannonian Basin?

In the East Carpathians the main crustal shortening was before the Sarmatian. Only the more external nappe (Subcarpathian Nappe) is of intra-Sarmatian age. Consequently, it seems that the intensity of shortening and extension are in inverse ratios.

2. In the history of the Carpathians other (older) moments of great crustal shortenings are known. Why, in your opinion, „Pannonian basins” do not occur?

Answer: 1. No. I think that the extension of the Pannonian Basin was contemporaneous with the last stages of thrusting and crustal shortening in the external East Carpathians. I.e., the total Miocene shortening cannot be related to and explained in terms of the Pannonian Basin extension.



2. There are other (older) basins in the Carpatho-Pannonian region which may be related to older phases of subduction. As a matter of fact, the Pannonian Basin and related peripheral depressions are characterized by the largest areal extent and most intensive subsidence. I think that the formation of these basins was controlled by A-type subduction along the Carpathian arc and by subsequent downward bending of the subducted slab.

DISCUSSIONS

P. Beck Managetta: In Ergänzung Ihrer Ausführungen betreff der einengenden Wrench-faults in dem Wiener Becken und der kleinen ungarischen Tiefebene weise ich auf die Lavanthaler Störung im Ostteil der Ostalpen die Ihre Zeichnung indiezier Richtung ergänzen (Beck Managetta, 1969). Diese jungtertiären Störungen sind hinsichtlich ihrer Intensität und Richtung stark schwankend und vielleicht auch wechselnd. So könnte man Ihr Bild der seismischen Profils des ostungarischen Beckens auch als eine wesentlich vertikale Verstellung ansehen.





THE "TISIA PROBLEM" AND THE PLATE TECTONIC CONCEPT. CONTRIBUTIONS BASED ON THE DISTRIBUTION OF THE EARLY MESOZOIC FACIES ZONES¹

BY

SÁNDOR KOVÁCS²

In the last decade the striking contrasts in facies and pre-Tertiary development of the two main segments of the Carpathian Basin have been more and more recognized. Their inverse position (the northwestern block having a southern, while the southeastern one a northern affinity) has been explained by microplate motions (Patrulius et al., 1971; Geczy, 1973 a, b; Szepesházy, 1975, 1980; Bleahu, 1976; Patrulius, 1976; Wein, 1978 a, b and others). However, this explanation is not yet uniformly accepted, so that this problem has arisen to a crucial question of "fixity and mobility". The aim of this paper is to give some contributions on the basis of the Lower Triassic-Liassic situation.

Here we will briefly examine the problems of Tisia from paleogeographical side, from the point of view of distribution of Lower Triassic-Liassic facies zones, concentrating on the two sides of the Zagreb-Zemplin line, dividing the Carpathian Basin, and the so-called "Igal-Bükk eugeosyncline" (for the situation in the Late Paleozoic see Kovács and Péró, in the present volume). This analysis is simply based on the basic sedimentological principle, that continental influence is stronger near the foreland and weaker or missing on the shelf-edge and in the open-sea basin. We treat Tisia as a single major paleogeographical unit and do not go in details concerning the continuation of the Bihar-Codru facies zones towards WSW (Mecsek-Villány), the Outer, respectively Inner Dinaric affinity of Bükk-Meliata, as well as the South Alpine type of the Triassic of the Transdanubian Midmountains (for details see Kovács 1980). The position of Tisia is shown on Figure 1 of the paper by Kovács and Péró in the present volume.

¹ Paper presented at the 12th Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association, September 8-13, 1981, Bucharest, Romania.

² Hungarian Geological Institute, H-1143 Budapest, Népszabadság u. 14.



Outline of the Distribution of the Lower Triassic-Liassic Facies Zones

During the Lower Triassic-Liassic time the distribution of proximal ("vorlandnahe", external)-distal ("vorlandferne", internal) facies zones shows uniformly the same N → S (in the present-day position of the East Carpathians E → W) trend in the Northern Limestone Alps, West Carpathians, Apuseni Mts and in the Inner Dacides of the East Carpathians (which, according to Tollmann, 1974, belong to the North and Central Alpine facies regions). They bear witness of a continental foreland situated to the north (northeast) and an open sea on the south (southwest).

The Lower Triassic of the northern units of deepest position (for the sake of simplicity, we do not mention in the further parts the present day E → W direction of the facies zones of the East Carpathians) is characterized by continental detrital formations ("Buntsandstein", quartzites) and a thin marine sequence (Werfen Formation) appears only at the topmost part. Toward south, the Lower Triassic of the higher units becomes more and more marine, then wholly marine (Werfen Formation). That is, during the Scythian transgression the sea gradually flooded the northern continental foreland from the geosyncline interior situated to the south.

In the Middle Triassic, when the "Muschelkalk" sea flooded the most part of the Hercynian Europe, the zonal arrangement of facies is not so characteristic, though formations bearing witness of proximity of a continental foreland (as the Vindelician ridge) can also be recognized: for example Arlberg Limestone in the western Calcareous Alps, Kozár Limestone in the Mecsek, hypersaline dolomites bearing gypsum-pseudomorphoses in the Tatricum. In this time the first rifting of the Tethys took place, which aborted toward NW in the Southern Alps (Bechstädte et al., 1978). The Triassic volcanism of the South Alpine, Outer and Inner Dinaric facies regions is connected with this rifting.

In the Norian, after the humid climate in the Middle Carnian, a paleogeographical pattern was formed, which manifests a stability of great scale. Therefore this situation is especially useful for paleogeographical investigations. In the North and Central Alpine facies regions the continental foreland is indicated by the Carpathian Keuper facies zone (with typical Carpathian Keuper, or different continental detrital rocks or hiatuses). To the south of the Main Dolomite and Dachstein Limestone facies zones the pelagic margin of the shelf (= outer shelf) was marked by the Hallstatt Limestone facies zone (Fig. 1). The shelf of the South Alpine and Outer Dinaric facies regions was also characterized by immense carbonate platforms ("Dolomia Principale" and Dachstein Limestones). The width of the Inner Dinaric eugeosynclines (Subpelagonian and Vardar zones, which had themselves a very complicated pattern) during the Upper Triassic quiescence was not more than 60–100 km (Karamata, personal communication).

The Liassic of the northern units in the Northern and Central Alpine facies regions is characterized by formations showing the proximity of the continental foreland: Gresten Formation, sandy crinoidal limestones, then spotty marls. In the southernmost units also the pelagic Adneth Limestone



(therefore it cannot be an objection against their comparison with the Tatrides).

2. To the north of the northern margin of Tisia the transition from proximal to distal facies is clearly of $N \rightarrow S$ direction. In case of autochthonous position we should expect a symmetrical arrangement of facies zones on the two flanks of the Mecsek-Bihor Belt. However, there is not any trace of the facies zones of the northern flank, that is, of a $S \rightarrow N$ facies transition from the "dryland" of the Mecsek-Bihor Belt to an off-shore, pelagic region.

3. Why did the Scythian transgression progress only toward north from the "Igal-Bükk eugeosyncline" and why is the most part of the Lower Triassic represented by continental sandstones on the southern side of the Zagreb-Zemplín Line? Because the Lower Triassic proximal to distal facies transition is of $N \rightarrow S$ direction in the Eastern Alps and West Carpathians, in case of autochthony we should expect an opposite direction to the south of the "Igal-Bükk eugeosyncline".

4. According to several authors, the occurrence of Lower and Middle Anisian deeper water facies with "Asiatic" conodonts in the Meliata Series and Rudabánya Mts may be considered as an evidence of their connection toward the East Carpathians (cf. K o z u r, 1979, 1980). However, in case of autochthony it is not possible, because, on the southeastern side of the Zagreb-Zemplín Line the Zemplénides and the Intrapannonian mobile belt (with a Mecsek-Bihor type basement) follow (S z e p e s h á z y 1975, 1979).

From the above discussed facts we may see, that even, if we suppose a closed oceanic belt on the place of the "Igal-Bükk eugeosyncline" during the Lower Triassic-Liassic (for which, however, there are very weak or no evidences), a zone of considerable width wearing the $S \rightarrow N$ facies transitions is missing to the southeast of it. For comparison: the width of the East Alpine and West Carpathian shelf with $N \rightarrow S$ facies transition was of the order of hundreds of km before tectonic shortening!

But if we suppose an original northeastern position for Tisia (as, among others, G é z e y, 1973 a, b; B l e a h u, 1976), the following objections may be against it:

1. The scale of horizontal movements. To get the modern situation, we have to suppose a dextral movement of the order of 300–500 km along the Zagreb-Zemplín Line (which was not necessarily a single event!), combined with some rotation. Some ten years ago it would have been still a utopy, but now even larger contemporary examples are known (San Andreas fault). The Paleogene slip along the Periadriatic lineament was between 100–150 and 300 km according to Austrian geologists (cf. T o l l m a n n, 1978; S c h ö n l a u b, in O b e r h a u s e r, 1980); in the Dogger-Lower Cretaceous, during the main oceanisational phase of the Tethys, there must have been enough space for microcontinent-movements of even larger scale!

2. Correlation of the Bihor Autochthon and Tatricum, respectively the Codru nappe system and the Subtatricum. It has already been suggested by B l e a h u, P a t r u l i u s, and S ä n d u l e s c u; however, K o z u r (1979) has expressed doubts about it. Here we should mention,



that the distance between them was already originally about 300 km (Patrulius, 1976), therefore we might not expect a total identity. Furthermore, there are at least so many differences between the Eastern Alps and the West Carpathians, as between the latter and the Apuseni Mts (for example, the continuation of the core-mountains of the Tatricum toward the west, and that of the South Penninicum toward the east respectively; however, nobody, would think, that they did not constitute each others continuation in the original sedimentary realm.

3. According to certain authors, the missing of the facies zones of the northern flank of Tisia cannot be used as an argument for its northern origin, because "they may have disappeared during latter tectonic processes". However, there is not a sialic crust strip of insignificant width in word here (compared with the southern flank, it must have been roughly 100–200 km wide). It could only disappear, if it underthrust the "Igal-Bükk Zone" and Transdanubian Midmts, like the Moesian Platform the South Carpathians. However, it cannot be proved. Moreover, according to geophysical measurements (Ádám, 1974) masses of heavy specific gravity can be supposed beneath the Transdanubian Midmts, which could hardly indicate an underthrust light sialic crust.

Conclusions

Finally, we may state, that an allochthonous model for Tisia gives a much more plausible explanation for these paleogeographical problems, than the further maintaining (and forcing in all cases) of the autochthonistic concept. This model, basically already established by Bleahu (1976), can be outlined as follows (Fig. 2 and 3):

The Inner Dinaric eugeosyncline formed during the northwestward aborted Middle Triassic rifting, to which also the Meliata basin belonged, was surrounded both from the northeast and southwest by wide shelves characterized by extensive carbonate platforms. The units of the North and Central Alpine facies regions (Northern Limestone Alps, West Carpathians, Apuseni Mts together with Tisia and East Carpathians) belonged to the northern or northeastern shelf³ formed in its eastern part on the Epihercynian region adjoined to the East European mass. This paleogeographical situation persisted until the end of the Liassic. The Tisia microcontinent became independent and split off the northeastern shelf during the opening of the Penninicum sensu lato (which began in the Dogger), in connection with the formation of the Intrapannonian mobile belt and has been wedged roughly in its present position by the end of the Jurassic, beginning of the Cretaceous.

In this way the idea of Tisia is preserved in the new mobilistic concept, the plate tectonic theory incorporates and develops it further in the form of a microcontinent surrounded by mobile eugeosynclinal belts („microoceans”), which got wedged in between the northwestern Dinarides and the Dinaric type Bükkium. Taking into account the northern vergency of the nappes of the Apuseni Mts and the southern one of the Bükk, its role as a median craton controlling the vergency of the



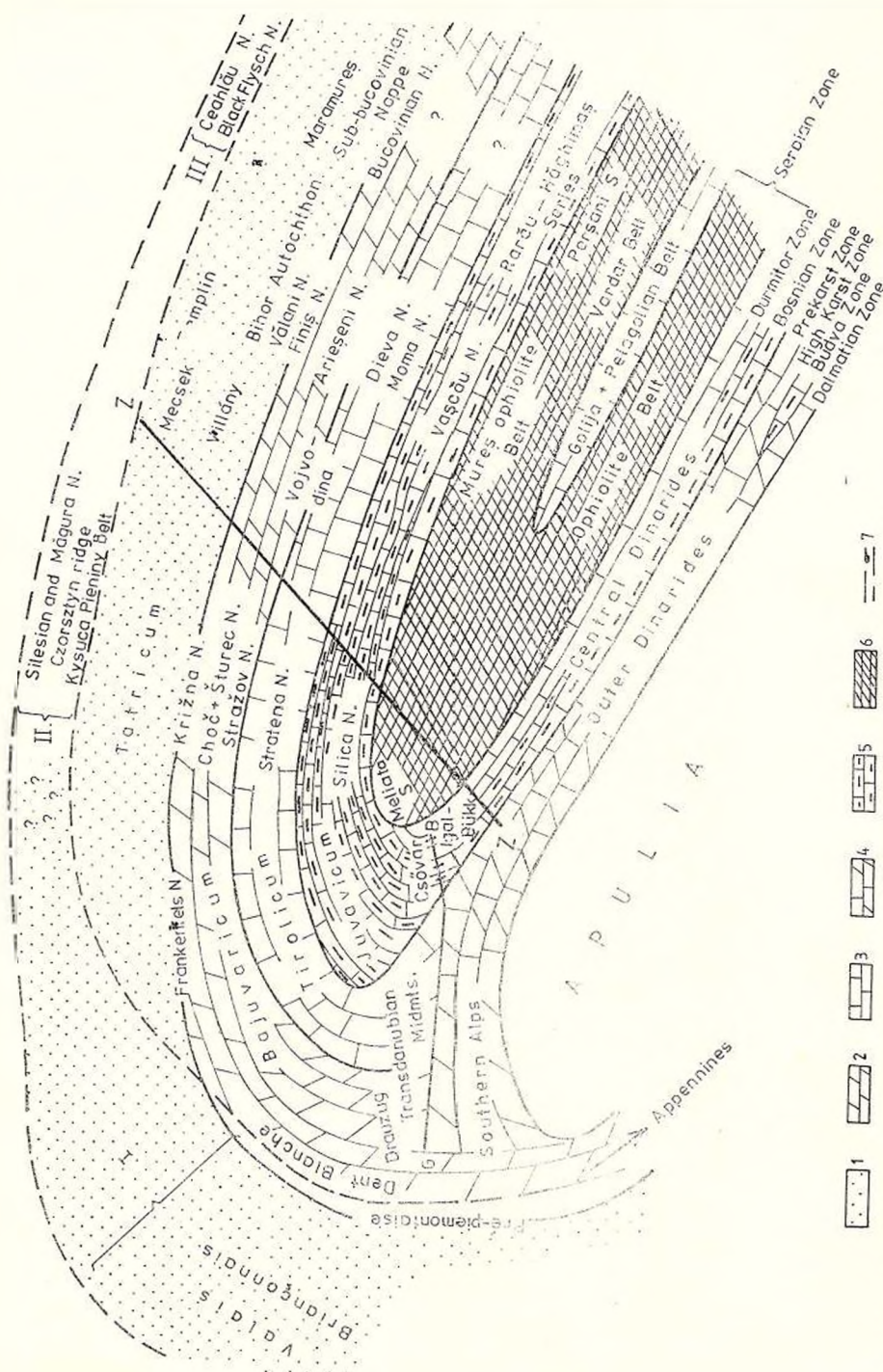


Fig. 2. — Original arrangement of the Norian isopie zones in the Alpine-Carpathian-Dinaric system (sketch of principle, without scale) 1, continental detrital deposits (mainly Keuper facies) or hiatuses; 2, Main dolomite; 3, Dachstein limestone; 4, Main dolomite and Dachstein limestone; 5, Hallstatt limestone; 6, eugeosyncline since the Ladinian; 7, location of the later opening Penninic ocean (Dietrich, 1976); II, „Pieniny ocean” (Chanel, Horváth, 1976); III, „Siret ocean” (Herz, Savu, 1974; partly); G—B, Gaial-Balaton line; Z—Z, Zagreb-Zemplin line.

surrounding mountain chains can no longer be maintained. As for the "Igal-Bükk eugeosyncline", which was never a paleogeographical unit, its concept should be replaced with a transcurrent fault zone.

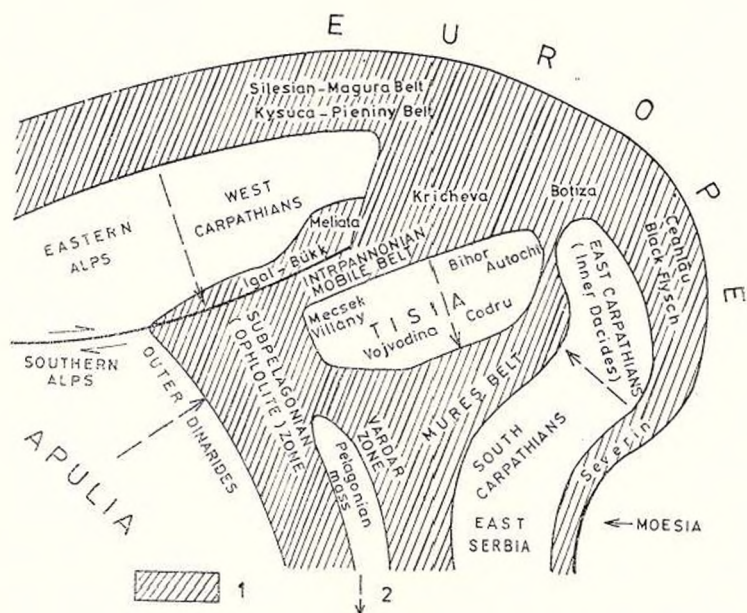


Fig. 3. — Approximate position of Tisia at the end of the Jurassic-beginning of the Cretaceous.

1, eugeosynclinal belts; 2, direction of proximal („vorlandnahe”) → distal („vorlandferne”) facies during the Lower Triassic-Liassic. Remarks: 1. The Gailtal-Balaton and the Zagreb-Zemplin Lines are drawn together for the sake of simplicity. 2. The Zemplenides, which are not indicated on the drawing but moved together with Tisia along the Zagreb-Zemplin line for a certain time and separated from it by the formation of the Intrapannonian mobile belt, should be located at the eastern neighbourhood of Bükk-Meliata.

³ A schematic Triassic palinspastic section through the West Carpathians is shown in Figure 4. The Bükk Triassic shows all the characteristics of the southern (southwestern), labile Dinaric shelf: marine Upper Permian-Lower Triassic, "Richthofen"-type conglomerates, significant Ladinian-Carnian volcanism. Its Upper Triassic platform limestones interfinger with grey, cherty basinal limestones, which indicate its position within the "Hallstatt" facies zone of the southwestern shelf. Between Bükk and West Carpathian shelf the Meliata-Rudabánya rifting basin was formed, constituting the north-western termination of the Inner Dinaric eugeosyncline (cf. Fig. 2). It is still uncertain, if the original position of the Rudabánya Triassic was to the north or south of the Meliata Triassic.

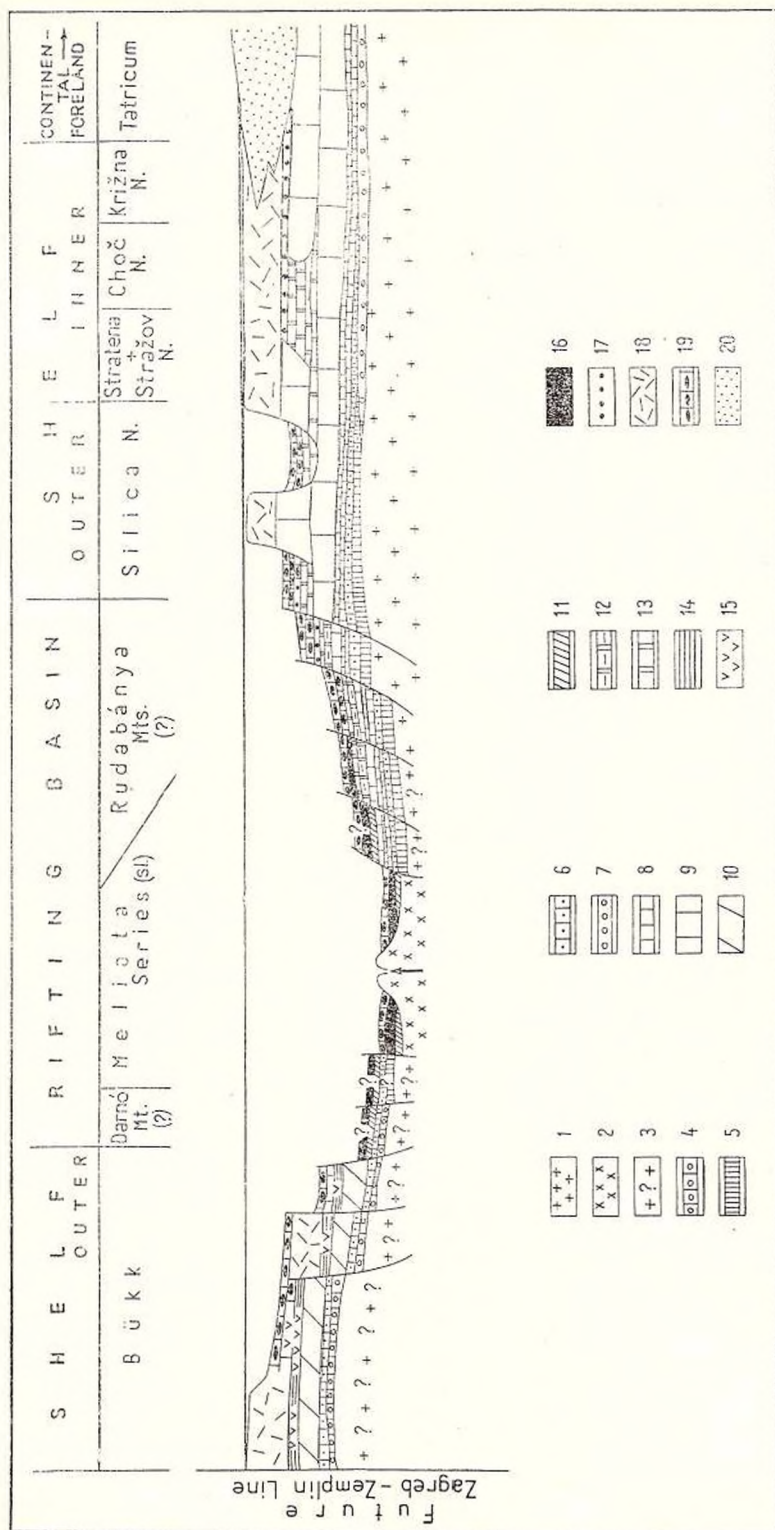


Fig. 4. — Schematic Triassic palinspastic section through the West Carpathians (Not all units and formations indicated!).

1, continental crust; 2, newly formed paraoceanic crust; 3, crust mobile throughout the Late Paleozoic-Mesozoic; 4, Upper Permian limestone; 5, Upper Permian evaporites; 6, Werfen Formation (marine); 7, „Buntsandstein“ (continental); 8, Guttenstein Formation; 9, Middle Triassic carbonate platforms (Steinheim + Wetterstein Formations); 10, Anisian dolomite (Bükk); 11, Anisian black shales, marls, cherts; 12, Pelsonian-Illyrian red limestones (Rudabánya-Meliata); 13, Middle Triassic basinal limestones (Schreyeralm, Reifling, Nádaska, Hallstatt limestones); 14, Ladinian or Carnian shales; 15, Ladinian-Carnian volcanics; 16, Middle Triassic radiolarites, siliceous shales; 17, Carnian detrital formations; 18, Upper Triassic carbonate platforms (Tisovec, Dachstein limestone, Main dolomite + Plateau limestone in Bükk); 19, Upper Triassic basinal limestones; 20, Carpathian Keuper.

REFERENCES*

- Balogh K. (1972) Historical review of conceptions referring to the Pannonian Mass. *Geol. Práce*, 58, p. 5–28, Bratislava.
- (1980) A magyarországi triász korrelációja. (Correlation of the Hungarian Triassic). *Áll. Földt. Szemle*, 15, p. 5–67, Budapest.
- Körössy L. (1974) Hungarian Midd-Mountains and adjacent areas. In: Mahel M. (Ed.): *Tectonics of the Carpathian-Balkan regions*, p. 391–403, Gudš, Bratislava.
- Bechstädt Th., Brander R., Mostler H., Schmidt K. (1978) Aborted Rift-ing in the Triassic of the Eastern and Southern Alps. *N. Jb. Geol. Paläont.*, 156, 2, p. 157–178, Stuttgart.
- Bleahu M. (1976) Structural position of the Apuseni Mountains in the Alpine system. *Rév. roum. géol., géophys., géogr., Géol.*, 20, 1, p. 7–19, București.
- Géczy B. (1973 a) The origin of the Jurassic faunal provinces and the Mediterranean plate tectonics. *Ann. Univ. Sci. Budapestinensis, Geol.*, 16, p. 99–114, Budapest.
- (1973 b) Plate Tectonics and Paleogeography in the East-Mediterranean Mesozoic. *Acta Geol. Hung.*, 17, 4, p. 421–428, Budapest.
- Ianovici V., Borcoș M., Bleahu M., Patrulius D., Lupu, M., Dimi-trescu R., Savu H. (1976) *Geologia Munților Apuseni*. 631 p., București.
- Kemenci R., Čanović M. (1975) Preneogena podlloza Vojvodanskog dela Pannonskog basena (Pre-Neogene basement in the Pannonian basin of Vojvodina). *Radovi Znan. Saveta Jugosl. Akad. Znan., Geol., Geofiz., Geokem.*, A, 5, p. 248–256, Zagreb.
- Kovács S. (1980) Paleogeographical significance of the Triassic Hallstatt limestone facies in the North Alpine facies region. *Földt. Közl.*, 110, 3–4, p. 360–381, Budapest.
- Kozur H. (1979) Einige Probleme der geologischen Entwicklung im südlichen Teil der Inneren Westkarpaten. *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 2, 4, p. 155–170, Innsbruck.
- Nagy E. (1971) Der unterliassische Schichtenkomplex von Grestener Fazies im Mecsek-Gebirge (Ungarn). *Ann. Inst. Geol. Hung.*, 54, 2, p. 155–159, Budapest.
- Patrulius D. (1976) Les formations mésozoïques des Monts Apuseni septentrionaux : corrélation chronostratigraphique et faciale. *Rév. roum. géol., géophys., géogr., Géol.*, 20 1, p. 49–57, București.
- Săndulescu M., Visarion M. (1978) Considérations sur la structure tectonique du soubassement de la Dépression de Transylvanie. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXIV/5, p. 153–174, București.
- Szepesházy J. (1975) Geological setting of the NE-Carpathians and their position in the Carpathian system (In Hung., with English summ.). *Áll. Földt. Szemle*, 8, p. 25–60, Budapest.
- (1979) Structural and stratigraphic connexions between the basement of the Great Hun-garian Plain East of the river Tisza and the Apuseni Mountains in Western Transylvania. (In Hung., with English summ.) *Áll. Földt. Szemle*, 12, p. 121–198, Budapest.
- Tollmann A. (1974) Zur Gliederung der triadischen Faziesregion in den Ostalpen. *Schriftl. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss.*, 2, p. 183–194, Wien.
- (1978) Die Seitenverschiebung an der Periadriatischen Naht auf Grund des Vergleiches der Triasfazies. *Schriftl. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss.*, 4, p. 179–192, Wien.
- Wein Gy. (1978 b) Alpine-type tectogenesis of the Carpathian Basin. (In Hung., with English summ.) *Ann. Rep. Hung. Geol. Inst.* 1976, p. 245–256, Budapest.

* For a more detailed list of reference see Balogh (1972) and Kovács (1980).





TECTONIC FRONT OF A DINARIC-TYPE PALEOZOIC IN NORTH HUNGARY¹

BY

SÁNDOR KOVÁCS², CSABA PÉRÓ³

Introduction

Marine Paleozoic rocks crop out in three mountains in North Hungary: the Szendrő, Uppony and Bükk Mts. These areas belong to the main tectonic unit of Bükkium (Fig. 1).

The intense investigations of the last few years (conodont-biostratigraphy, study of corals, metamorphic and sedimentary petrology, re-mapping of partial areas) have yielded a significant progression in our knowledge about the Paleozoic of these areas.

In this paper the most important results and their consequences are briefly outlined.

Regional Outline

Szendrő Mts

The Szendrő Mts are built of Paleozoic rocks dipping mostly uniformly to the SE (Fig. 2).

On the NW margin of the low mountains the Rakaca Marble Formation of shallow-water, carbonate platform facies occurs. This is typically a light coloured grey, bluish-grey stripped massive, crystalline limestone.

The uppermost part of the formation is constituted of deeper water, finer grained, dark bluish-grey and reddish-brown limestones of, according to the conodonts, different age: from Upper Viséan to Lower

¹ Paper presented at the 12th Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association, September 8–13, 1981, Bucharest, Romania.

² Hungarian Geological Institute, H-1143 Budapest, Népstadion u. 14.

³ Research Group of the Hungarian Academy of Sciences, H-1088 Budapest, Múzeum krt. 4/a.



Bashkirian. This indicates, that the subsidence of the blocks of the Lower Carboniferous carbonate platform took place selectively.

The Rakaca Marble is followed with sedimentary continuity by the Szendrő Phyllite Formation of flysch character (thickness : 600–800 m).

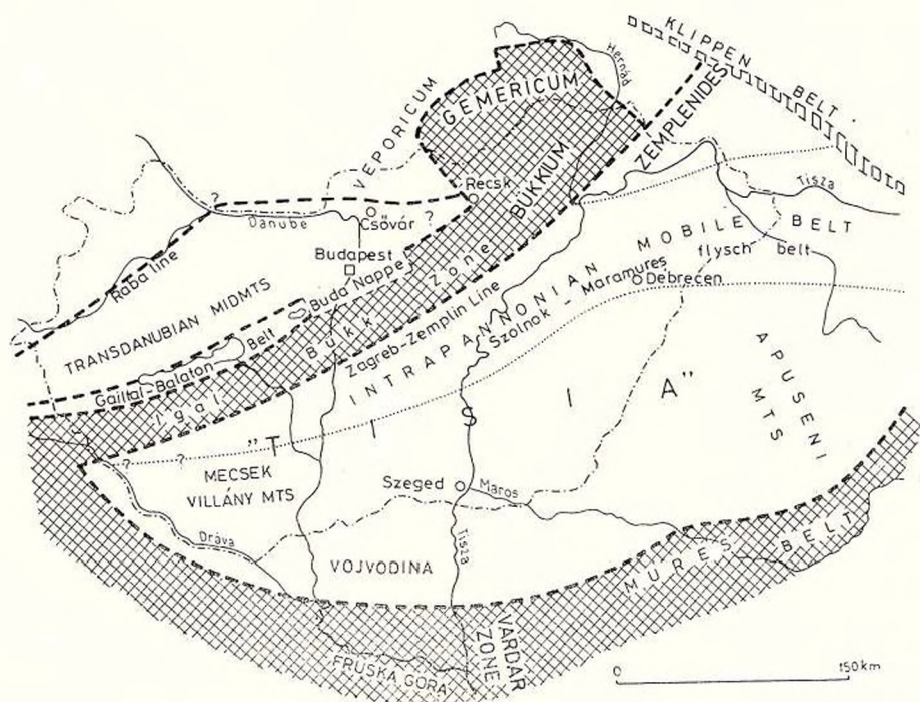


Fig. 1. — Tectonic sketch of Hungary and its surroundings, showing the position of Bükkium and Tisia (the Upper Austro-alpine silica nappe thrust southward from the Lubenik-Margecany Line is not indicated).

Its sediment material is unmaturred, feldspathic-sericitic sand, silt and clay. At its lower part it is more sandy and carbonatic, with limestone olistostromes (or slumping conglomerates) and allodapic limestone banks. Their material was transported by slumpings and grain flows into the deeper water basin with sandy-clayey sedimentation from those blocks of the former carbonate platform, which stayed still in elevated position after the disrapture at the Viséan/Serpukhovian boundary (Fig. 3). They contain a mixed conodont fauna with the same conodonts as the deeper water limestones at the uppermost part of the Rakaca Marble, and clasts of the same limestones. It means, that the major part of the Szendrő Phyllite can only be Lower Bashkirian or younger in age.

The Szendrő Phyllite is overthrust from the SE by the Abod Limestone Formation of varying lithological composition, mostly basic metatuffitic limestones and a few shales. We have found only in one place Lower Famennian conodonts.



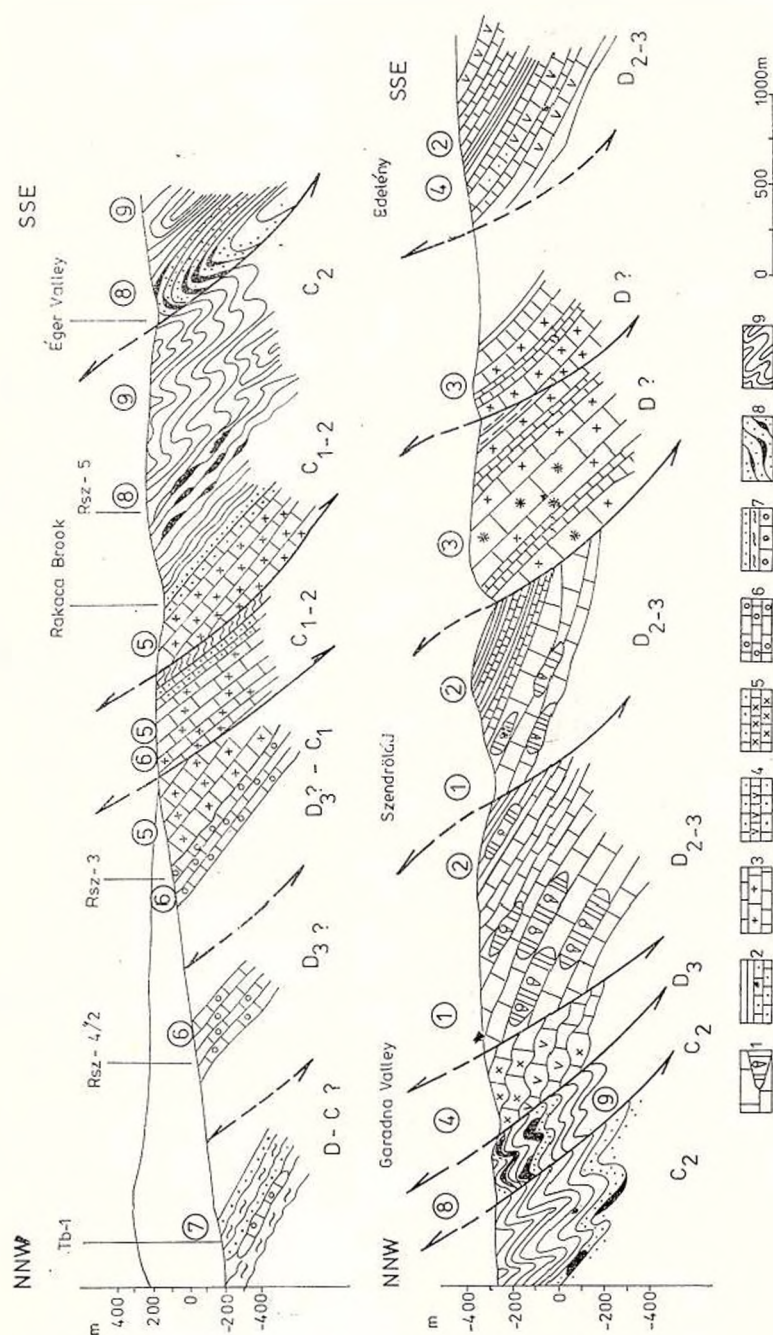


Fig. 2. — Geological section of Szendrő Mountains.

1, dark bluish-grey limestones with coralline bioherms (Szendrő Limestone Formation; D_2); 2, dark bluish-grey limestones (partly with crinoids), bluish-grey shales-calcschists (Szendrő Limestone Formation; D_2-3); 3, yellowish-white, massive crystalline limestones (Úppony Limestone Formation; ?D); 4, yellowish-white marbles, greenish metatuffitic limestones and phyllites (Abod Limestone Formation; D_3); 5, grayish-blue striped marbles on the uppermost part finer grained, dark bluish-grey and pale reddish brown crinoidal limestones (Rakaca Marble Formation C_1-2); 6, dark bluish-grey crinoidal limestones (D_3); 7, dark bluish-grey limestones phyllites metasediments ($D-C?$); 8, phyllites metasediments with limestone olistostromes and alldapic limestone banks (Szendrő Phyllite Formation; C_2); 9, phyllite (Szendrő Phyllite Formation; C_2).

After another overthrust the Szendrőlad Limestone Formation follows, the Eifelian-Givetian age of which is proven by tabulate corals (Mihály, 1978) and confirmed also by a few conodonts. Its lower part is characterized by alternation of coralline bioherms and shales-calc-

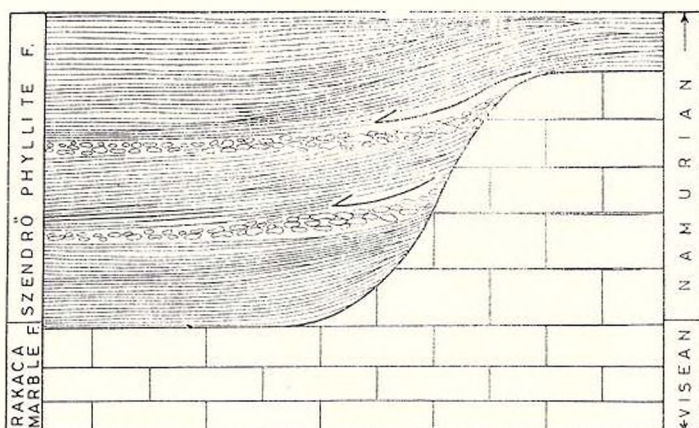


Fig. 3. — Sketch about the paleogeographical situation in the lower Middle Carboniferous, with the limestone olistostrome/slumping conglomerate horizons.

schist, while at its upper part the amount of the bluish-grey limestone beds decreases in opposition to that of the shales-caleschists and rarely sandstones. The detrital material, as opposed to the Carboniferous, is matured with a subordered amount of feldspath grains (Árkai, 1977). In the eastern part of the mountains it contains Upper Devonian conodonts, as well.

To the S of the village Szendrőlad, with a sharp tectonical boundary, yellowish-white, massive crystalline limestones of carbonate platform facies follow.

In the southernmost isolated outcrops the Szendrőlad and the Abod Limestone Formations occur again (Fig. 4). Summarizing this outline, we may state, that the Szendrő Mts are built up of a series of thrust-sheets of north-north-western vergency and the age of its formations spins from Eifelian till Bashkirian (at least these ages are proved by conodonts and corals).

The formations of Szendrő Mts have been affected, as shown by petrologic investigations and alternation of conodonts, by a slight epizonal metamorphism (greenschist facies, quartz-albite-muscovite-chlorite subfacies), the degree of which decreases slightly toward the S (Árkai, 1977).

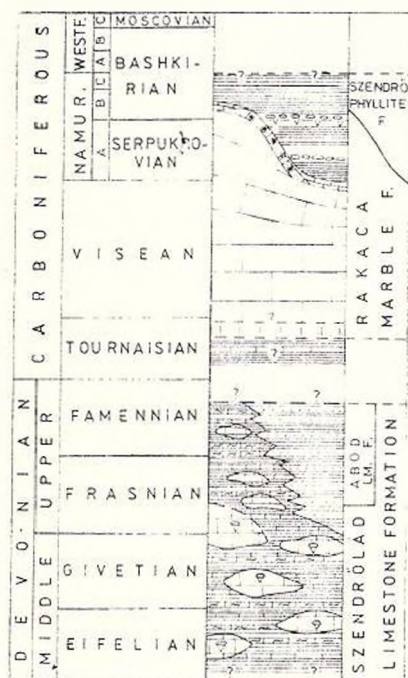
Uppony Mts

The Uppony Mts consist of a complicated, imbricated, partly folded rock sequence of S—SE dipping.



The Uppony Limestone Formation (Uppony I series) is in the deepest position. It is a light coloured, thick bedded, crystalline limestone of carbonate platform (reef lagoon) facies. It is not a conodont bearing facies; we consider it as Devonian in age in general (but not Upper Devonian).

Fig. 4. — Stratigraphical column of the Szendrő Paleozoic.



Above it the „Lázberc Formation” (Uppony II series) of variable lithology follows, consisting of well bedded and thin bedded dark limestones, shales, calcshists, sandstones, diabases, metatuffitic limestones. Conodont investigations (Kozur, Mock, 1977, and Kovács) have revealed, that the „Uppony II series” comprises a series of tectonical slices of Frasnian-Lower Bashkirian ages, but not in stratigraphical order. Parts of the rocks included in this term resemble the Abod Limestone, the Szendrölád Formation and the Szendrő Phyllite in the Szendrő Mts. The diabases are of Frasnian age (Kovács, Vető-Ákos, in press).

The southernmost Tapolesány Formation (Uppony III series) consists of alternation of shales, lydites, sandstones and, according to boreholes, contemporaneous metabasalts and metatuffs. No fossils have been found until now, but according to Alpine and Dinaric analogies it can be higher Middle Carboniferous (being in the highest position) or Upper Ordovician-Silurian in age. We believe, that the latter is more probable.

On the S margin of the mountains grey crinoidal limestone and diabase bodies are embedded in the shales as imbrications or olistoliths. They were assigned to the Middle Triassic (Ladinian), but conodonts have

shown their lowermost Devonian age (Upper Lochkovian), thus being the oldest fossil-proved formation of the Bükkium until now (Kovács, 1981).

The degree of metamorphism of the Uppony Paleozoic is at the boundary of the anchi- and epizones (Árkai et al., 1981).

According to these new results, it is sure, that the sequence of the Uppony Mts is not continuous, the area has an imbricated and partly folded structure, but the amount of data does not allow to draw a section about its structure yet.

Bükk Mts

The lower part of the Middle and Upper Carboniferous sequence of the Bükk Mts is represented by a carbonate-free, flysch-type shale-sandstone series (Szilvásvár Formation)⁴. Its thickness is about 1100 m (Balogh, 1964) and, according to its stratigraphical position, it is placed into the Bashkirian-Lower Moscovian. It is followed by a 400 m thick, fossiliferous, phylloid algal-fusulinid limestone and shale sequence, with coral bioherms and sandstone-conglomerate levels (Mályinka Formation); it begins in the Upper Moscovian and reaches the Gzhelian. Balogh, Barabás (1972) and Flügel (1975) correlated the carbonate-free shale-sandstone series with the Hochwipfel Flysch and the fossiliferous limestone-shale series with the Auernig Group of the Carnic Alps and Southern Karawanken Alps.

After a gap the Lower (?) Middle Permian Bükkszentlélek Formation follows. Its lower part is constituted by the detrital Szentlélek Member, while the upper one by the lagoonal-evaporitic Bálvány-Szedres Member. The Upper Permian is represented by black algal limestones (Nagyvisnyó Limestone Formation), with a sedimentary continuity in the Lower Triassic.

Balogh (1964) showed out by a very thorough analysis the Dinaric affinity of the Late Paleozoic of the Bükk Mts.

Conclusions

According to the results of the latest stratigraphical investigations, the picture of a typical Dinaric, Late Hercynian development is forming in the whole Bükkium (cf. Kozur, Mock, 1979; Kovács et al., in press).

— The youngest formation both in the Szendrő and Uppony Mts is a Serpukhovian-Lower Bashkirian (or even younger) Hochwipfel Flysch type detrital sequence;

— This does not only constitute the immediate underlier of the also Hochwipfel Flysch type oldest formation of the Bükk Mts, but presumably even overlaps it;

— The Sudetian phase, as opposed to the older opinions formed still before having age-indicating fossils, did not cause here significant folding, metamorphism and mountain building. Its manifestation was only, as shown by the example of the Szendrő Mts, the breaking up and selective, block-tectonic subsidence of the Lower Carboniferous carbo-



nate platform at the Visean-Serpukhovian boundary, with the appearance of the Hochwipfel Flysch type sedimentation. The manifestation of Leonian phase was the beginning of shallow-water sedimentation with phylloid algal-fusulinid limestones. The uppermost Carboniferous-Lower Permian gap is caused by an epirogenetic uplift; such movements are known in many areas of the Carnic Alps and Dinarides, but they nowhere caused mountain building;

-- Taking still into account, that the Late Paleozoic of the Bükk Mts is non- or almost non-metamorphosed, while parts of the Mesozoic are of the same metamorphic degree, as that of the Uppony Paleozoic, we may state, that the Hercynian orogeny did not play an important role in the Bükkium and its manifestations were only facies changes. The area was mostly mobile during the Late Paleozoic and most of the Mesozoic.

The relations of the Bükkium to the Gemicum, which is characterized by near-shore Carboniferous sediments (Vozárová, Vozár, 1977), can be interpreted according to Figure 5, on the example of the Eastern Alps (Schönlau, 1979). We should add to this correlation,

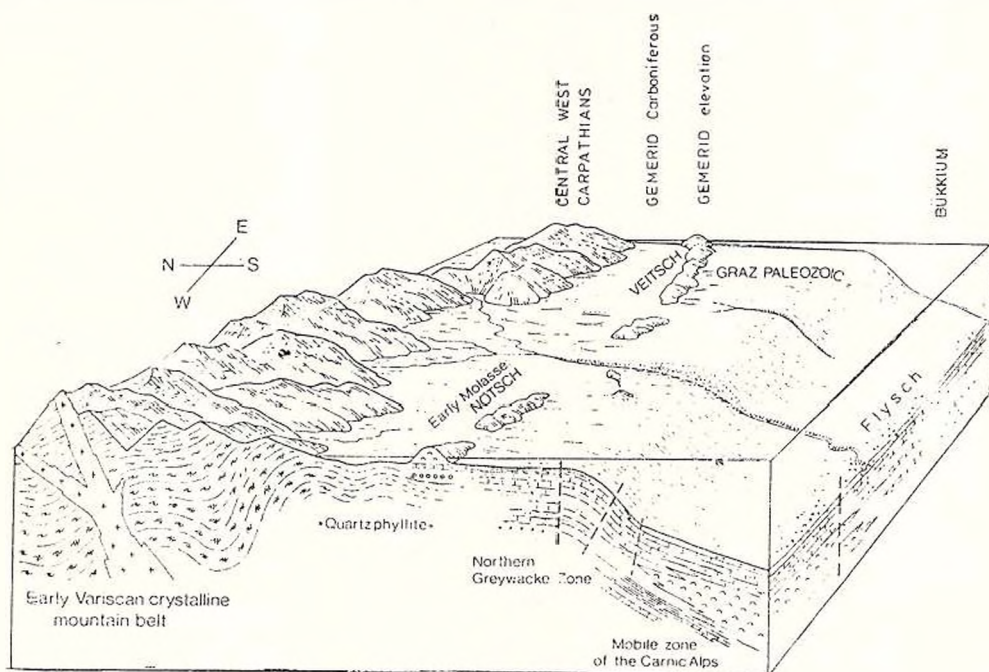


Fig. 5. — Correlation of the Middle Carboniferous palinspastic section of the West Carpathians with that of the Eastern and Carnic Alps (drawing after Schönlau, in Oberhauser, 1980).

that while the Middle and Upper Carboniferous of the Bükkium is closely related to that of the Carnic Alps and Southern Karawanken Alps, its Devonian has an affinity to the Graz Paleozoic; the Lower Carboniferous carbonate platform of the Rakaca Marble represents a unique exception.

The Bükkium (and the Gemicum) have a very isolated position as can be seen on Figure 1. This area is surrounded from almost all sides by regions with Hercynian consolidation with strong metamorphism and granitization (especially during the Sudetian phase): the Central West Carpathians (within this the Veporicum) from the NE, the Zemplénides from the E and the Meesek-Bihor crystalline belt (representing the N margin of Tisia) from the SE. They have a continental molasse type Middle and Upper Carboniferous, the detrital material of which was supplied by the erosion of the newly originated mountains. The Bükkium has a connection toward the W part of the Dinarides and the Carnic Alps, only through the narrow „neck” of the rather phantom-like „Igal-Bükk Zone”, between the Gailtal-Balaton Belt ⁵ and Zagreb-Zemplin Line.

Until now the Dinaric relations of the Bükkium have been explained through this „Igal-Bükk trough”. However, such a narrow sea-branch explains only a connection between the Dinaric and Bükk Carboniferous and Permian seas, but not the identity of the sedimentary facies controlled by synsedimentary tectonic movements and by far less the same geotectonic development! It is difficult to explain how the Inner West Carpathians could remain in „shadow” during the Late Paleozoic between the Central West Carpathians and Meesek-Bihor Belt strongly affected by Hercynian orogeny. Also, the present day position of the Meesek-Bihor Belt in the southern neighbourhood of Bükkium contradicts with the well-known southward migration of the Hercynian orogeny in the Alps (Schönlau, 1979). Although we may suppose a wider Late Paleozoic oceanic belt between them, which has been later subducted; it contradicts with the distribution of the Early Mesozoic facies zones.

This geological situation suggests, that the Bükkium and the NW part of the Dinarides were not connected by the „Igal-Bükk trough”, but they were originally located adjacent to each other (that is, the Bükkium was an integral part of the Dinaric geosyncline) and have moved apart from that position only later, due to the movements of microplates, when „Tisia” has been wedged in between.

⁴ Lithostratigraphic names according to Fülöp J., in press.

⁵ We fully agree with Moeck (1980) on the fact that the Lubeník-Margecany line („Gemic suture line”) represents the continuation of the Periadriatic lineament. As the Darnó Line is now understood as a young (Neogene) fault system (Zelenka et al., in press), it seems to be connected with the Gailtal-Balaton Belt by a Giudicaria-like transform fault separating the Bükkium-Gemicum from the Veporide (= Middle Austro-alpine) crystalline to the west, beginning at the Darnó Mt near Reesk (Fig. 1).

REFERENCES

- Árkai P. (1977) Low-grade metamorphism of Paleozoic sedimentary formations of the Szendrő Mountains (NE-Hungary). *Acta Geol. Hung.*, 21, 1–3. p. 53–80. Budapest.



- Árkai P. et al. (1981) Transitional very low and grade regional metamorphism of the Paleozoic formations, Uppony Mountains (NE-Hungary): mineral assemblages, illite-crystallinity, $-b_0$ and coal-rank data. *Acta Geol. Hung.*, 24, 2-4, p. 265-294, Budapest.
- Balogh K. (1964) Die geologische Bildungen des Bükk-Gebirges. *Ann. Inst. Geol. Hung.*, 48, 2, p. 245-719, Budapest.
- Barabás A. (1972) The Carboniferous and Permian of Hungary. *Acta Miner. Petr. Szeged*, 20, 2, p. 191-207.
- Flügel H. W. (1975) Einige Probleme des Variszikums von Neo-Europa; *Geol. Rundsch.*, 64, 1, p. 1-62, Stuttgart.
- (1977) Paläogeographie und Tektonik des Alpenen Variszikums. *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.* 1977/11, p. 656-674.
- Kovács S. (1981) Lower Devonian Conodonts from the Strázsahegy, near Nekézseny (Uppony Mts, N-Hungary). *Ann. Rep. Hung. Geol. Inst.*, 1979, p. 65-79, Budapest.
- Kozur H., Mock R. (in press) Relation of the Szendrő-Uppony and Bükk Paleozoic in the light of the new micropaleontological investigations. *Ann. Rep. Hung. Geol. Inst.*, 1981, Budapest.
- Kozur H., Mock R. (1977) On the age of the Paleozoic of the Uppony Mountains (N-Hungary). *Acta Miner. Petr. Szeged*, 23, 1, p. 97-107.
- Mihály S. (1978) Die mitteldevonischen Tabulaten des Szendrőer Gebirges. *Geol. Hung. Ser. Geol.*, 18, p. 115-192.
- Rainesák-Kosáry Zs. (1979) Der Geologische Bau des Szendrőer-Gebietes (N-Ungarn) In: Zapfe H. (ed.) Ergebnisse der Österreichischen Projekte des Internationalen Geologischen Korrelationsprogram (IGCP) bis 1976. *Schriftenr. Erdwiss. Komm., Österr. Akad. Wiss.*, 3, p. 251-260., Springer Verl. Wien-NY.
- Oberhauser R. (Ed.) (1980) Der Geologische Aufbau Österreichs. *Geol. B. A.*, 702 p., Wien.
- Rainesák-Kosáry Zs. (1978) Die devonischen Bildungen des Szendrőer Gebirges. *Geol. Hung. Ser. Geol.*, 18, p. 7-114, Budapest.
- Schönlaub H. P. (1979) Das Paläozoikum in Österreich. *Abh. Geol. B. A.*, 33, p. 124., Wien.
- Vozárová A., Vozár J. (1977) The Upper Carboniferous of the West Carpathians. *Geol. Práce*, 67, p. 141-152, Bratislava.

DISCUSSIONS

M. Ștefănescu: The connections between the Măgura and the Silesian Zones, on the one hand, and the Black Flysch and the Ceahlău Nappes, on the other hand, cannot be accepted even during the Triassic.

P. Beck Managetta: Das Unterkarbon von Nötsch ist tektonisch und sedimentär völlig isoliert im Raume des Ostalpen gelegen. Die Verbindung mit amphibolitischen, basischen Breccien (sog. „Badstubbrecie“) läßt keine Beziehung mit anderen Unterkarbon vorkommen (fossilreich) der Ost- und Südalpen zu.

I. Varga: No correlation between the Carboniferous evolution of the „Gemerie“ Unit and that one of the Bükk and Uppony-Szendrő Mts can be made. The important Variscan orogenic events including several denudation phases contrast with the almost continuous development and slight or no Variscan folding in the Bükk Mts. The conglomerates in the Northern



Gemic may be no basis for correlation as they are separated by the whole Gemic Unit from the area lying southwards (in the basement of the Slovakian karst area). On the contrary, conglomerates on the southern border of the Gemic Unit are Lower Permian in age, proceeding upwards into an almost elastic sequence of Upper Permian to (possibly) Triassic age. Therefore the Gemic Unit represents a fairly different part of the Variscan belts such as the Bükk and Szendrő-Uppony area. Their recent position is due to the Alpine movements. This means that their Variscan evolution is quite different.

Answer : We are very grateful for these valuable comments to our paper. On Figure 5, we wanted to show that on a Middle-Upper Carboniferous palinspastic section through the Eastern Alps, West Carpathians respectively, the North Gemicum and Bükkium had a relatively similar position as the Notsch-Veitsch Carboniferous and the Carnic Alps-South Karavanken Alps; however, no correlation is made between them.



DIE TEKTONISCHE KARTE UNGARNS IM MASSSTAB 1 : 500 000 ¹

VON

L. KÖRÖSSY ²

Die tektonische Karte Ungarns wurde durch eine Arbeitsgruppe mit 9 Mitgliedern zusammengestellt. Es ist allgemein bekannt, dass 80% des Territoriums der Republik von jungen Sedimenten bedeckt ist, so dass es noch viel Unbekanntes gibt. Die oft überraschenden Ergebnisse der neuen Bohrungen machen Umschätzungen notwendig. Auch auf Grund der neuen Plattentektonik wurden vielerlei neue Modelle zusammengestellt. Es ist eine Tatsache, dass in diesem Raum von kompliziertem Aufbau es noch mehrere Methoden und Möglichkeiten für Zusammenfügung der Ergebnisse in ein einheitliches Bild gibt.

Unsere Karte fasst die bereits bekannten, beweisbaren Ergebnisse zusammen und sie ist gemeint, die einheitliche Auffassung der ungarischen Fachleute zu widerspiegeln. Wir haben viele tektonische Angaben, über die die Mehrheit unserer Fachleute einig sind. Es gibt viele zusammengehaufte geophysikalische Angaben, etwa 6000 Tief- und 100 000 Flachbohrungen haben die Beckengebiete erschlossen. Die Ergebnisse von diesen wollten wir zusammenfassen und kartenmässig darstellen.

Es ist schon früher erkannt worden, dass das Territorium Ungarns von solchen Struktureinheiten, Plattenstücken, aufgebaut ist, die ursprünglich weit voneinander entfernt, unter verschiedenen Verhältnissen sich entwickelten, so dass ihr Aufbau ebenfalls unterschiedlich ist (L o c z y, 1918; T e l e g d i R o t h, 1929; S z a d e c z k y, 1978). Es lässt sich erkennen, dass die weit voneinander entwickelten Gebiete durch regional verfolgbare tektonische Scheidelinien getrennt sind (K ö r ö s s y, 1964) doch die neualpinen, postalpinen Bewegungen schon ein einheitliches, verschweisstes Gebiet getroffen haben. Diese Evolutionsgeschichte ist nach der heutigen Auffassung auf die Bewegung von Lithosphärenplatten zurückzuführen.

Die folgenden Einheiten und Scheidezonen werden unterschieden.

¹ Vorgetragen am 12. Kongress der Karpatho-Balkanischen Geologischen Gesellschaft, 8–13. September, 1981, Bukarest, Rumänien.

² Ungarn



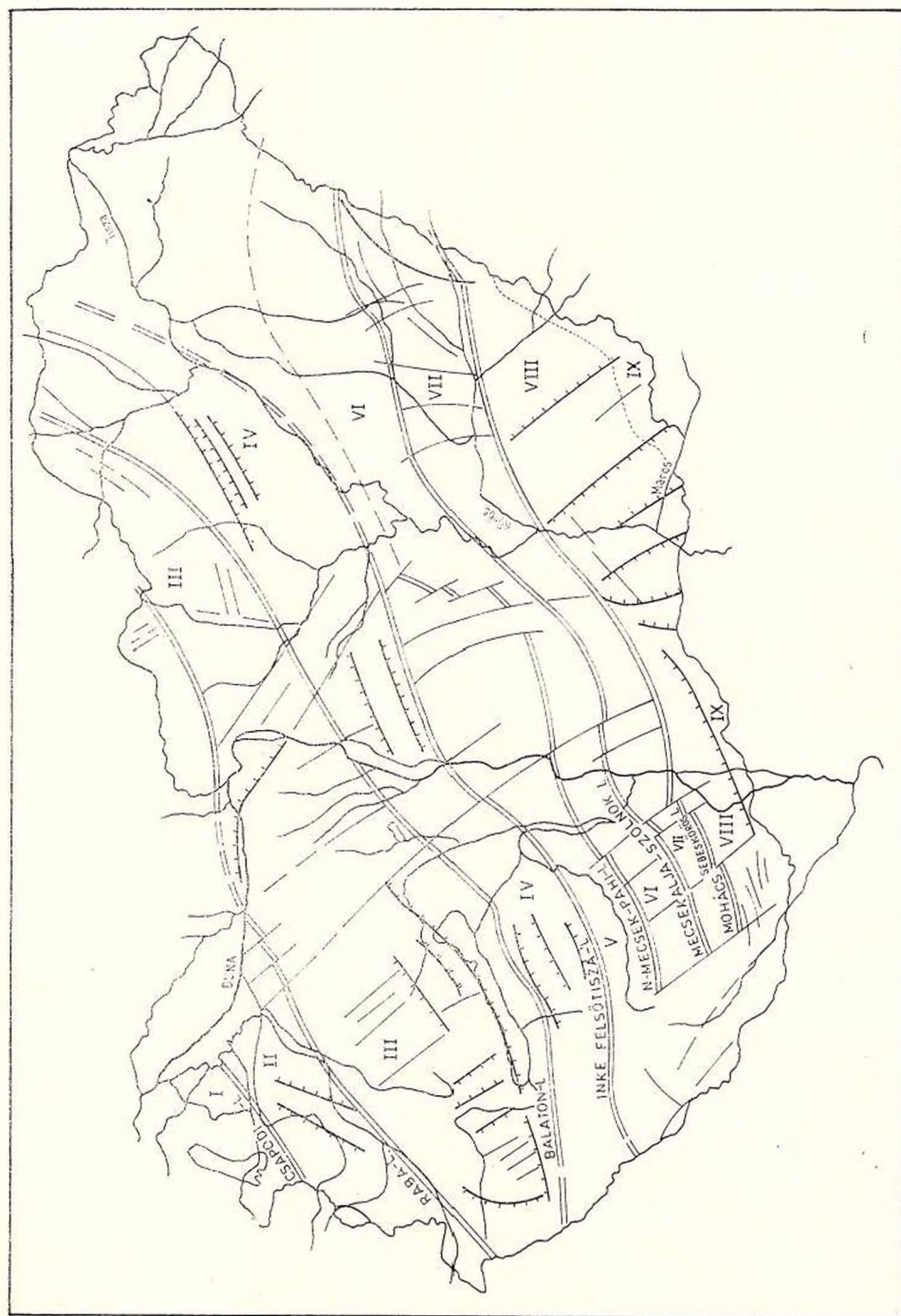


Abb. 1. — Tektonische Skizze Ungarns; Massstab 1:2 000 000.

I, W-Ungarn, II, Kleine Ungarische Tiefebene; III, Mittelgebirge Einheit; IV, Igal-Bükk Einheit; V, Kárpát-kristallin; VI, Mecsek-Mitteltiefebene Einheit; VII, Mór- és Tisza-árok kristallin; VIII, Villány-Sudalföld Einheit; IX, Südungarische kristallin.

1. Die westungarische Einheit

In den westlichen Teil der Republik greifen die Gebirgszüge der Ostalpen herüber. Das darunter sich von Richtung Westen fortsetzende Penninikum taucht als tektonisches Fenster im Kőszeger Gebirge auf. Die Glimmerschiefer des Soproner Gebirges halten wir für die Fortsetzung des Kristallins des Unter-Ostalpins. Dasselbe gilt für die diese durchbrechende Orthogneisgruppe und die an alpinen tektonischen Bewegungsflächen entstandenen Phyllonite und Leukophyllite (Fülöp, 1978; Kisházy, 1977; Wein, 1978). Mit der austrischen Gebirgsbildung fanden hier beträchtliche Horizontalverschiebung, Deckenbildung, die Umbildung der Granite in Gneise, Phyllonitisierung, Leukophyllitbildung statt. Die Soproner kristallinen Bildungen setzen sich in NO-Richtung unter den neogenen Bildungen fort, und lassen sich in den Bohrungen bis zur Linie Csapod verfolgen, indem sie nur von miozän-pliozänen Ablagerungen verdeckt sind.

Auf unserer Karte figuriert dieses Gebiet als eine durch alpine Gebirgsbildung überprägte variszische Einheit, das Penninikum von Kőszeg ist als eine altalpine Struktureinheit mit leichter, alpiner Überprägung dargestellt.

2. Die Einheit Kleine Ungarische Tiefebene

Weiternach Osten wurden die unter dem Neogen lagernden altpaläozoischen Anchimetamorphite durch ca. 70 Bohrungen erschlossen. Der Unterteil von diesen ist durch silurische, fossilführende (Balázs, 1971, Oravec); Sandsteinschiefer, serizitisierte Chloritschiefer, Serizit- und Siltsteinschiefer (Aleuritschiefer) vertreten. Darüber folgen Diabas und Chloritschiefer und dann devonische, fossilführende Dolomit- und Kalkschiefer, karbonatische Serizitschiefer. Die ursprünglichen geosynklinalen Ablagerungen und Magmatite wurden in der Breton-Phase durch leichte Regional-metamorphose getroffen. Die für die gegenwärtige Form des neogenen Beckenuntergrundes verantwortlichen neualpinen Bewegungen haben das Gebiet in NNO-SSW orientierte Horst-Graben-Strukturen gegliedert.

Die Lage der die Einheit Kleine Ungarische Tiefebene begrenzenden Raab-Linie ist durch die Bohrungen gut bestimmt. Ihre nordöstliche Fortsetzung ist uns unter dem Börzsöny-Gebirge bekannt, südlich von welchem die Bohrungen in Mittelgebirgsfazies entwickelte mesozoische Kalksteine, N davon Kieselschiefer, graphitische Kieselschiefer, Phyllite, biotitische Glimmerschiefer, hauptsächlich Anchimetamorphite erschlossen haben. Weiter nach SO lässt sich die Linie bis zur Umgebung von Salgótarján verfolgen, auch hier wird sie — genauso wie in der Kleinen Tiefebene — durch Alkalibasalte begleitet.

Auf unserer Karte figuriert diese Einheit als ein Beckenuntergrund, der einer paläohertzynischen, hertzynischen Struktureinheit angehört.



3. Die Einheit Mittelgebirge

Hiezu wird das Gebiet von der Raab-Linie bis zur Balaton-Linie gerechnet. Die älteste Bildung ist die zum Kambrium gerechnete Phyllit-Formation, worüber faunistisch belegte marine Silur-, Devon- und Unterkarbonbildungen lagern. Die Sedimentation wurde durch die herzynischen Bewegungen unterbrochen die Sedimente wurde leicht gefaltet und einer epizonalen Metamorphose unterzogen : es bildeten sich Phyllite, serizitisierte Kieselschiefer, Metakonglomerate und kristalline Kalksteine. Das Unterkarbon liegt diskordant auf den soeben angeführten Bildungen und ist nicht mehr metamorph, daher wird die Umwandlung der Breton-Phase zugeschrieben. Die Intrusion des Granits wird mit der sudetischen Phase korreliert.

Für das Mittelgebirge ist die ca. 8500 m mächtige Pz-Mz Sedimentation charakteristisch, in welcher die marine karbonatische Trias überwiegt. In der Labaer Phase fanden Oszillationsbewegungen statt. In der austriischen Orogenphase kamen komplizierte Bruch-Schuppen-Strukturen zustande; es entstand eine durch Bruchstörungen in Anspruch genommene regionale Synklinale an den Rändern von welcher das paläozoische Liegende eine hohe Position einnimmt, während in der Achse auch jüngere mesozoische Bildungen vorhanden sind. Die Pg-Ng-Bewegungen haben disjunktive Querbrüche zustande gebracht, die die Synklinale des Bakonys zerstückelten. Im SW in einem von Beckenablagerungen bedeckten Raum befindet sich eine 5000 m tiefe Neogensenke und uns sind mehrere NW-SO gerichtete Horst-Graben-Strukturen bekannt. Einen Querbruch stellt zwischen dem Bakony und dem Vértes das Mórer Graben, zwischen dem Vértes und dem Gerecse die Tataer Querstörung, im N der Pilis-Esztergomer Bruch dar, von wo untertags das Mittelgebirge sich in Richtung des Südgömörer Gebietes weiter fortsetzt.

Die Balaton-Linie, die die Mittelgebirgseinheit im SO begrenzt, läuft südöstlich von der zum Untergrund des Bakonys gerechneten Kristallin-Zone bis zur Mátra, wo sie sich in der Darnó-Linie fortsetzt. Sie wird für eine transkurrente Bruchstörung, als Fortsetzung des die Nord- und Südalpen trennenden Periadriatischen Lineaments (Wein, 1978) oder für eine Subduktionsnaht (Szadeczky Kardoss, 1973) gehalten. In der Fortsetzung der alpinen kretazisch paläogenen Tonalite kommen Tonalite, Granodiorite und Andesite vor (Szepesházy, 1977).

Die Mittelgebirgszone figuriert auf unserer Karte als eine alt-, mittel- und neualpine Einheit und ein neogener Beckenuntergrund.

4. Die Einheit Igal-Bükk

Die Einheit Igal-Bükk stellt einen Raum von südalpiner Entwicklung zwischen der Balaton-Linie und der (Zagreb) Inke-Ober-Theiss-Linie dar, und zwar eine Zone die sich den Karawanken und Dinariden anschliesst. Charakteristisch für sie ist die ca. 8 km mächtige, südalpin entwickelte devon-karbon-permische Schichtenfolge, mariner oberpermischer Kalkstein, worüber ohne Unterbrechung untertriadische Tonschiefer, Dolomite, Kalke, mitteltriadische Dolomite und Kalke, Kieselschiefer, Diabase

und Tuffe sowie obertriadische Rifffkalke folgen (Balogh, 1964). Der Jura ist fleckenmässig vorhanden (Bükk-Gebirge, Liszó, Táská). Die Oberkreide ist durch transgressive Gosau-Fazies vertreten. Wein (1969) hielt die basischen Vulkanite des T_2 für Ophiolite, die Strukturzone für eugeosynklinale Zone, in der vom Karbon bis zur Obertrias im wesentlichen ohne Unterbrechung eine Sedimentation erfolgte und die durch die altkimmerischen Bewegungen gehoben wurde. Neuerdings betrachtet man sie als ein kleineres Lithosphären-Plattenstückchen. Die sandige Ausbildung des Unterperms weist auf eine Hebung hin. Die Labaer Phase äusserte sich durch basischen und sauren Magmatismus. In der austrischen und subherzynischen Phase wurde das Unterperm gefaltet und geschuppt (Balogh, 1964), die Oberkreide überlagert es diskordant.

Die Inke-Ober-Theiss-(oder mittellungarische) Linie, die die SO-Grenze der Igal-Bükker Einheit ergibt, äussert sich auch in den geophysikalischen Messungen. Sie wird grösstenteils durch miozäne Kalkalkali-Vulkanite begleitet, die ihrerseits von Beckensedimenten bedeckt sind und erwies sich als eine der wichtigsten grosstektonischen Scheidelinien Ungarns (Szepesházy, 1977; Wein, 1969), längs welcher die alpinen Beziehungen aufhören und Verwandtzüge mit südlich und östlich gelegenen Gebieten auftreten.

Auf unserer Karte figuriert der Nordteil des Gebietes als variszisch, der mehr nach S gelegene Raum als alt- und mittelalpine Struktur, grösstenteils unterhalb neogener Beckenablagerungen.

SO von der Inke-Ober-Theiss-Linie finden wir zwei sedimentäre Einheiten, die zwischen drei Kristallinzügen eingeschaltet sind und sich von den soeben erwähnten ost- bis südalpin geprägten Gebieten vollkommen unterscheiden und in den südliche und östliche Verbindungen in immer stärkerer Form erkennbar sind.

5. Der Kristallinzug von Kaposfü

Dieser Zug tritt mit Unterbrechungen SO von der Inke-Ober-Theiss-Linie auf. Sein Westteil ist durch viele Bohrungen erschlossen worden, wo er in NW—SO orientierte („dinarisch“ gerichtete) Züge gegliedert ist. Er besteht hauptsächlich aus proterozoischen Kristallinschiefern (Jantsky), die hie und da von Pz, doch grösstenteils nur von Ng überdeckt sind. N vom Mecsek-Gebirge sind uns gefaltete Muskovit-quarzite, Diatorite, und Granite, im Donau-Theiss-Zwischenstromland Glimmerschiefer und Gneise, in der Umgebung von Kecskemét Granitgneise und Migmatite bekannt, wo das Kecskeméter Vorkommen berührt sich durch einen Querbruch mit der Szolnok-Maramureş-Flyschzone. Seine Fortsetzung in NO-Richtung ist unklar, doch S vom Bükk-Gebirge ist das Vorhandensein einer verschütteten kristallinen Masse an Hand der oligozän-miozänen Basiskonglomerate zu vermuten (Balogh, Körössy, 1968). Ferner kann der Kaposfü-Zug gegen die Kristallingesteine des Zempléner Gebietes (Vily, Regmec) oder des Nyírség (Bohrung bei Komoró) Verbindung haben.



Die Kristallinzone von Kaposfő grenzt in SO an die Nordmecsek-Páhi-Linie. NO vom Mecsek-Gebirge ist sie längs der Querstörung von Bátaszék nordwestwärts verschoben. Daneben wird sie durch mehrere Querstörungen gekreuzt, von denen der Miozängraben von Kada am grössten ist, wo mehr als 250 m mächtige tortonische Sedimente vorkommen, und die Kecskemét-Linie, wo der Kristallinzug unter den Flysch taucht. Hier befindet sich auch das Epizentrum der Erdbeben.

Auf unserer Karte ist der Kristallinzug von Kaposfő als ein mit neogenen Sedimenten überdeckte präbajkalische Zone bezeichnet, die alpin überprägt worden ist.

6. Die Einheit Mecsek-Zentrale Tiefebene

Im W begrenzt sie die Querstörung von Szigetvár, im S die Mecsekalja-Szolnok-Ebes-Linie. Charakteristische Merkmale: ein mächtiges Pz_2 , ein detritisches T_3 , ein in Grestener Fazies entwickelter und durch Fleckenmergel vertretener Jura, ferner eine Unterkreide mit basischen Magmatiten. Längs der Querstörung von Bátaszék nordwärts geschoben setzt sie sich gegen die Grosse Ungarische Tiefebene fort, wie die zahlreichen Bohrungen es beweisen. Bei der komplizierten Querbruchlinie von Tompa-Kecskemét verschwindet sie unter dem Flysch. Eine dieser Absenkung mag der grosse Diabaszug darstellen, den die Karte der magnetischen Anomalien und die Bohrungen beweisen. Noch weiter, vom Flysch tauchen wieder die Juraschichten und die basischen Magmatite dieser Zone auf.

Im Donau-Theiss-Zwischenstromland ist das Mz dünn, unmächtig; darunter haben mehrere Bohrungen einen kristallinen Untergrund angestossen, der sowohl mit dem Kristallin von Kaposfő, als auch mit den Kristallingesteinen von Mórágý verwandt ist. NO von Kecskemét finden wir die heterogene Szolnok-Maramureser Flyschzone, die in einer, an die austriache Phase gebundenen mobilen Zone entstand (Körössy, 1956, 1959; Szepesházy, 1973). Der Nordteil der Flyschzone ist von riesigen Massen von miozänen kalkalkalischen Vulkaniten bedeckt. Die beinahe O—W orientierte Vulkanitzüge stellen tektonische Richtungen dar, darunter befinden sich 4—5 km tiefe Becken, die miozäne und Flysch-Sedimente enthalten. Die Szolnok-Ebes-Linie ist eine der bedeutendsten tektonischen Zonen Ungarns; das Auftreten der Flyschablagerungen und der Vulkanite ist auf Plattenbewegungen zurückzuführen (Ballá, 1980; Stegena, 1964; Szadeczky-Kardoss, 1973, 1978). Auf unserer Karte figuriert diese Einheit als eine unteralpine, mesoalpine und eine mit Neogen bedeckte alpine Struktur, ihr NO—Teil ist mit Ng bedeckt, heterogener, mesoalpiner Flysch (eine Wechsellagerung von Flysch und Nonflysch) sowie unter Neogen befindliche neoalpine Vulkanite.

7. Die Kristallinzone von Mórágý-Zentral-Tiszántul

Im NW wird diese Zone durch die Mecsekalja-Szolnok-Ebes-Linie, im SO durch die Mohács-Sebeskőrös-Linie begrenzt. Ihre Glieder gehören zweifellos zusammen, was durch mehrere detaillierte Studien bewiesen



wird (J a n t s k y; K ö r ö s s y, 1959; S z e p e s h á z y, 1968). Ihr Ost- und Westteil kommt unterhalb der Theiss-Senke, längs der Störungszone von Tompa-Kecskemét miteinander in Berührung. Ihr best bekannter Teil ist das Gebiet von Mórágý, wo ein unterproterozoischer Kristallinkomplex von Amphibolit-, Almandin-Amphibolit-Fazies vorkommt, der zonenmässig ultrametamorphisiert wurde, wobei Migmatite, Diatexite, porphyroblastische Granite entstanden. Nach der Ultrametamorphose kam es zu erneuter unterbajkalischer Sedimentation, deren Produkte während des oberbajkalischen Orogens in Metamorphite von Grünschiefer-Fazies metamorphosiert wurden: Phyllite, Amphibolite, Marmor. Stellenweise bildeten sich silurisch-karbonische Sedimente, die nicht mehr metamorphisiert wurden, d.h. die Umwandlung älter als herzynisch ist (J a n t s k y).

Im Mittelgebirge haben die altpaläozoischen Bildungen eine Metamorphose von Grünschiefer-Fazies erlitten und wurden von Granitplutons intrudiert, die hydrothermale Veränderungen zur Folge hatten. All dies zeugt von wesentlichem Unterschied in der Entwicklungsgeschichte der beiden Struktureinheiten.

Während der austrischen Bewegungen hat die Mórágýer Metamorphite ein starker tektonischer Effekt getroffen: jurassische Schichtglieder wurden eingefaltet und zusammengepresst. Längs der Querstörung von Bátaszék wurde auch diese Einheit nordwärts verschoben, von wo sie sich in O-Richtung fortsetzt: Migmatite, Granitgneise, Phyllonite und Mylonite kommen im uns interessierenden Gebiet vor (S z e p e s h á z y, 1968). Längs der Theiss-Senke ist sie tief gesunken, im O tritt sie wieder auf als eine Zentral-Tiszántuler Kristallinzone, die aus mehrer hundert Bohrungen bekannt ist, und erstreckt sich als eine zusammenhängende Masse bis zum Apuseni-Gebirge, zum Bihorer Autochton dieses Gebirges, mit welchem verwandten rakter aufweist und dessen als Beckeuntergrund-Forsetzung betrachtet werden kann (K ö r ö s s y, 1956; S z a d e c z k y, 1978; S z e p e s h á z y, 1980).

Der älteste Teil der Kristallingesteine ist, dem Mórágýer Kristallin ähnlich, von Kristallinschiefern, Glimmerschiefern, Migmatiten, Granitgneisen und Amphiboliten von Almandin-Amphibolit-Fazies vertreten. Es gibt Absenkungen tief in das Körper des mehr als 1000 m hoch über seine Umgebung ragenden Kristallinzuges. Diese Absenkungen kamen längs Querstörungen zustande, wie der 6 km tiefer Graben von Konyár, O von welchem der Hochzug von Kismarja-Körösszegapáti folgt, jenseits von dessen in einem auch jenseits der Staatsgrenze verfolgbaren tiefen Graben Flyschsedimente von Cr₂-P-Alter zu finden sind. Dieser Graben schließt sich im S der grossen Békés-Senke an. Die kristallinen Bildungen haben eine Bruch-Schuppen-Struktur; bei mehreren Bruchstörungen sind uns mesozoische Bildungen bekannt, die — ähnlich dem Fall des Mórágýer Kristallins — zwischen austrisch geprägten Schuppen erhalten gebliebene Überreste darstellen.

Auf unserer Karte ist diese Zone als eine präbajkalische-bajkalische Einheit dargestellt, die durch starke alpine Überprägung gekennzeichnet und grösstenteils mit Ng-Ablagerungen überlagert ist.



8. Die Einheit-Villány—Südliche Tiefebene

Best bekannter Teil diese Einheit ist das Villányer Gebirge, dessen Sedimentfolge mit dem Perm (den Saaler Bewegungen) beginnt. Die Mächtigkeit der lückenhaften Schichtfolge erreicht etwa die Hälfte (4100 m) jener des Mecsek. Die Labaer Phase hat das Gebiet erhoben, T_3 und J_1 fehlen zum Teil, J_2 fehlt vollkommen, am Ende J erfolgte wieder eine Hebung (Hilsser Phase) und danach erschienen die Ablagerungen der Barreme-Transgression. Schliesslich, nach dem Alb wurde das Gebiet erhoben und in der austrischen Phase entstanden 7 Schuppen, die vom S nach N geschoben wurden (Fülöp, 1966; Rakusz, Strausz, 1953; Rónai, 1977).

In NO-Richtung setzt sie sich abgesunken fort und ist das Mz nur in kleinen Flecken an der Oberfläche, sonst von 1500 bis 2000 m mächtigen Neogenablagerungen bedeckt. Die Bohrungen haben Kreide-, Jura-, Mittel- und Untertrias-Schichten erschlossen. Nach vielen Bohrdaten setzt sich das Mz im NO-Teil Ungarns weiter fort. Diese Bildungen korrelieren mehrere Verfasser mit dem Mz des Codru-Deckensystems des Apuseni-Gebirges, was zu klären weitere Untersuchungen benötigt. S von der diese Struktureinheit im N abgrenzenden Mohács-Sebeskörös Linie werden die im benachbarten Jugoslawien weit verbreiteten NNW-SSO-Richtungen dominant.

Auf unserer Karte figuriert die Einheit Villány-Südliche Tiefebene als eo- und mesoalpine tektonische Einheit und neoalpiner Beckenuntergrund.

9. Das Südungarische Kristallinikum

S von der sedimentären Struktureinheit Villány-Südliche Tiefebene kommt stellenweise ein aus kristallinen Gesteinen aufgebauter Zug auf ungarisches Territorium herüber, dessen Gesteine Glimmerschiefer, Glimmerquarzite, Tektonite, Mylonite und Gneise (Szepesházy, 1968), ferner geschichtete Migmatite und Biotitgranite metamorphen Ursprungs darstellen (Jantsky). Das Kristallinikum ist durch beinahe N—S gerichtete Querbruchstörungen zergliedert, längs welcher miozän-pliozäne Grabensenkungen stattfanden. Die grösste Vertikalbewegung erfolgte in der Umgebung der 6 bis 7 km tiefen Gräben von Makó und Békés.

Auf unserer Karte figuriert das Südungarische Kristallinikum als präbajkalisch-bajkalische Einheit.

Zusammenfassung

Nach den neuesten Untersuchungsergebnissen ist Ungarns Struktur nicht ein von seiner Umgebung fremdes kristallines Massiv, wie man früher vermutete, sondern im W lassen sich alpine Charakterzüge erkennen, in der Balaton-Linie setzt sich die die Nord- und Südalpen trennende grosstektonische Scheidelinie das Periadriatische Lineament mit dessen mehrere charakteristischen Eigenschaften fort. Mit der Inke-Ober-Theiss-Linie hört die Ähnlichkeit mit den Ost- und Südalpen auf und tritt die



Verbindung mit Siebenbürgen in den Vordergrund. Das ist die wichtigste grosstektonische Scheidelinie, die den Raum Ungarns in zwei grosse Teile gliedert: den nordwestlichen Teil mit alpiner Verwandtschaft und den südöstlichen Teil mit siebenbürgischen und südeuropäischen Beziehungen. Die vier Einheiten des nordwestlichen Teiles: die Einheiten Westungarn, Kleine Ungarische Tiefebene, Mittelgebirge und Igal-Bükk, werden in der Regel durch regional gut verfolgbare grosstektonische Scheidezonen: die Raab-Linie, die Balaton-Linie und die Inke-Ober-Theiss-Linie voneinander getrennt. Die Natur dieser Linien (Subduktionssutur, transcurrent fault, lineament?) ist noch ungeklärt.

Die Gliederung des südöstlichen Gebietes in fünf Einheiten ist gemässiger. Die Kristallinzug von Kaposfü, die Einheit Mecsek-Zentrale Tiefebene, die Kristallinzone von Mórág-Tiszántul, die Villányer Einheit und das Südungarische Kristallinikum werden gleichfalls durch grosstektonische Scheidezonen getrennt, die abschnittsweise sich deutlich erkennen lassen, aber nicht überall mit voller Sicherheit verfolgbar sind. Diese fünf Einheiten weisen Verwandtzüge miteinander auf, doch an der beiden Seiten der Theiss-Senke grösserer Unterschied zwischen ihnen erkennbar ist, indem der Beckenuntergrund des jenseits, d.h. O von der Theiss befindlichen Teiles (Tiszántul) jenem des Apuseni-Gebirges ähnlich ist. Allerdings gewissen Ähnlichkeit lässt sich auch westlich von der Theiss bis zu einer bestimmten Entfernung erkennen. Die drei Kristallinzonen des SO-Gebietes können als drei Antiklinorien aufgefasst werden, während die zweiseimentären Zonen als Synklinorien engesehen werden können.

Die tektonische Kenntnis des mit jungen Ablagerungen bedeckten Gebietes Ungarns ist zur Zeit in voller Entfaltung, obwohl manche Teile noch unklar sind. Die durch die Inke-Ober-Theiss-Linie getrennten, unterschiedlich aufgebauten Gebiete sind deutlich erkennbar und die Zonen von südalpiner und ostalpiner Verwandtschaft lassen sich gut unterscheiden.

Unsere Karte hat nicht den Zweck, tektogenetische Fragen zu klären, doch soviel lässt sich deutlich erkennen, dass die bis zum Ende der eoalpinen Orogenphasen voneinander entfernt, unter verschiedenen Verhältnissen sich entwickelten Einheiten — Plattenstücke — mit Einsetzen der mesoalpinen Bewegungen in eine kompakte Einheit verschweisst wurden und die neo- und postalpinen Bewegungen schon ein bereits einheitlich gewordenes Gebiet gestroffen haben. Die jungen Querbruchstörungen kreuzen schon einheitlich die in eoalpiner Zeit noch unterschiedlich entwickelten tektonischen Einheiten.

LITERATUR

- Balázs E. (1971) Altpaleozoische Gesteine des Beckenuntergrundes der Kleinen Ungarischen Tiefebene. *Jahresber. Ung. Geol. Anst. für 1969*, p. 659–673, Budapest.
- Balla Z. (1980) Neogene Volcanics in the Geodynamic Reconstruction of the Carpathian Region. *Geophys. Transactions*, 26, p. 5–41.



- Balogh K. (1964) Die geologischen Bildungen des Bükk-Gebirges. *Jahrb. Ung. Geol. Anst.*, 40, p. 245–719, Budapest.
- Kőrössi L. (1968) Tektonische Karte Ungarns in Massstabe 1 : 1 000 000. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 12, p. 255–262, Budapest.
- Csikó G. (1963) Glubinno-strukturú i paleogeograficeskie uslovija oblasti mezdu rikami Dunaj i Tisza. *Zeitschr. Ung. Geogr. Ges.*, 11, p. 19.
- Dank V., Bodzay I. (1971) Geohistorical background of the potential hydrocarbon reserves in Hungary. *Acta Univ. Szegediensis*, 20, p. 57–70, Szeged.
- Fülöp J. (1966) Les formations crétacées de la Montagne Villány. *Geol. Hung., Geol.*, 15, Budapest.
- (1978) Geologische Beziehungen zwischen Österreich und Ungarn. *Öst. Akad. Wiss.*, I, 187, 6–10, p. 223–231, Wien.
- Greclia P., Varga I. (1979) Main discontinuity belts on the inner side of the Western Carpathians. *Min. Slov.*, 11, 5, p. 389–403.
- Jantsky B. Géologie du socle cristallin granitique de la Montagne Mecsek. *Jahrb. Ung. Geol. Anst.*, 60, p. 385.
- Juhász Á. (1970) The flysch-like formation of the Great Hungarian Plain. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 14, p. 407–415, Budapest.
- Kisházy P. (1977) Contributions to the knowledge of metamorphic rocks of Sopron Hills (western Hungary). *Verh. Geol. B. A.*, 2, p. 35–45, Wien.
- Kőrössi L. (1956) Geological Results of the Petroleum Prospecting Activities in the Northern Part of Tiszántúl. *Bull. Hung. Geol. Soc.*, 86, p. 390–402.
- (1959) The Flysch-like Formations of the Great Hungarian Basin. *Bull. Hung. Geol. Soc.*, 89, p. 115–124.
- (1964) Tectonics of the Basin Areas of Hungary. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 8, p. 377–394, Budapest.
- (1970) Entwicklungsgeschichte Neogenen Becken in Ungarn. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 14, p. 421–429, Budapest.
- Lóczy L. (1918) Magyarország földtani szerkezete. Budapest.
- Mahel M. (ed.) (1974) Tectonics of the Carpathian-Balkan Regions. 455 p., Bratislava.
- Nagy E. (1971) A lábai fázis jelentősége a Dunántúl szerkezetfejlődés szempontjából. *MAFI Évi jel. 1969-ről*, p. 583–586.
- Oravecz J. Silurbildungen in Ungarn. *Bull. Hung. Geol. Soc.*, 94, Budapest.
- (1978) A Phototectonic Sketch of Northern Hungary. *General Geol. Rev.*, 11, p. 35–46.
- Rakusz Gy., Strausz L. (1953) A Villányi hegység földtana. *Jahrb. Ung. Geol. Anst.*, 41, p. 44, Budapest.
- Rónai A. (1977) Quaternary tectonic movements of the Hungarian Basin. *Bull. Hung. Geol. Soc.*, 107, p. 431–436, Budapest.
- Stegena L. (1964) The Structure of the Earth's Crust in Hungary. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 8, p. 413–431, Budapest.
- Szadeczky Kardoss E. (1973) The Subduction Zones of the Carpatho-Pannonian. *Bull. Hung. Geol. Soc.*, 103, 3–4, p. 224–244, Budapest.
- (1978) Tisia and Plate Tectonics. *Geograf. Mill.*, 102, 4, p. 305–315.
- Szentes F. (1961) Magyarország hegységszerkezeti térképe. *Verh. Geol. Jahrb. Ung. Geol. Anst. für 1957–1958*, p. 7–24.
- Szepesházy K. (1968) Wichtigere Gesteinstypen des kristallinen Grundgebirges. *Jahrb. Ung. Geol. Anst. für 1966*, p. 257–289.
- (1973) A Tiszántúl északnyugati részének felsőkréta és palogén korú képződményei. Akad. Kiadó, 96 p., Budapest.



- (1977) Mesozoic Igneous Rocks of Great Hungarian Plain. *Zeitschr. Ung. Geol. Ges.*, 107, 3-4, p. 384-397.
 - (1980) Major tectonics of the Trans-Tisza Region as Related to the Transylvanian Central Mountains *Jahrb. Ung. Geol. Anst. für 1978*, p. 173-186.
- Teleghdi Roth K. (1929) Geology of Hungary. Pécs.
- Wein Gy. (1969) Tectonic review of the Neogene covered areas of Hungary. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 13, p. 399-436.
- (1978) Alpen-type Tectogenesis of the Carpathian Basin. *Jahrb. Ung. Geol. Anst. für 1976*, p. 245-255.

FRAGEN

P. Beck Managetta: Ist eine Fortsetzung des Deckenbaues des Apusenigebirges in das SE Ungarn feststellbar?

Antwort: Wir haben Bohrungdaten, die zeigen, dass ein Fortsetzung wahrscheinlich ist. Kristallinzug von Transtissa-gebiet hat verwandschaft mit Bihor-Autochton und südlich davon wir haben Bohrungdaten von Păiușeni Series ähnliche Bildungen. Perm-Trias, Jura-Creide ist manchmahl ähnlich. Das müssen wir noch in Arbeitsgruppe der KBGA Tektonische Kommission, mit rumänische Kollegen besprochen.

V. Lăzărescu: 1. Über die tektonische Karte es geben Querfracturen und longitudinal Frakturen im NO Richtung. Ihre Meinung nach, welche sind die Beziehungen zwischen Ihnen? Sind Sie verschieden nur als Alter aber auch als mechanische Ursprung?

2. Es ist sehr interessant daß im Ungarn, wärme Wasser kommt an der Oberfläche nur entlang den NW streichend Brüche, so die zwei Bruchtypen müssen verschieden sein. Welche ist Ihre Opinion?

Antwort: 1. Die zwei Bruchsystemen sind verschieden von einander in Alter und in mechanischen Vorsprung auch. Die Störungen SW-NO, sind älter und zwischen ihnen sind solche, welche zwischen grosstektonische Einheiten liegende scheidelinien sind, und in allgemein diese sind Kompressions-Strukturen.

2. Die Störungen NW-SO sind jünger, neu- und postalpinen Bewegungen, die sind Bruchlinien, verwerfungen und oft horizontal-verschiebungen. Diese sind disjunktive Strukturen, oft offene Spalten, mit wärme Quellen, die sind bei.



CHARACTERISTIC STAGES AND FORMATIONS OF THE ROMANIAN EAST CARPATHIANS EVOLUTION¹

BY

VASILE LĂZĂRESCU², CORNELIU DINU²

Introduction

The paleotectonic history of the East Carpathians was up to now examined in two ways:

By considering the evolution of vertical tectonic movements on the background of which occurred folding and overthrusting processes. In this idea, the initial geosyncline width was about the same as the limits of the present orogenic belt, with a rejuvenated sialic basement (Belousov, 1948, 1954; Muratov, 1949; Dumitrescu et al., 1962; Shatzky, Bogdanov, 1964).

By assuming the opening and then the closing of an „ocean” geosyncline traced by ophiolites as a narrow basin (Rădulescu, Săndulescu, 1973; Săndulescu, 1975) or a broad one (Herz, Savu, 1974) starting with the Middle Jurassic time. Some processes have also been explained by distension of an interarc marginal sea submitted to a recessive spreading (Bleahu, 1976) or by the spreading of an oceanic zone not settled to belong to the Paleotethys or to a marginal basin (Debelmas et al., 1980).

Less attention was granted to the East Carpathians formations in the same ideas of plate evolution. Exceptions are made by some observations of Contescu (1974) and of Debelmas et al. (1980) on the connection between Middle-Upper Jurassic deposits and a distensional phase. The latter authors also emphasized the linkage of the ophiolitic formations with an obduction of Middle Cretaceous age, younger deposits being then compressed by newer movements.

¹ Paper presented at the 12th Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association, September 8–13, 1981, Bucharest, Romania.

² University of Bucharest, Dept. of Geology and Geophysics, Bd. N. Bălcescu, no. 1, Bucharest, Romania.



Stages and Formations in the Alpine History of the Romanian East Carpathians

In the scheme taken into consideration in this paper the successive stages are the following : distensional stage, precollisional stage, collisional stage and postcollisional stage.

The distensional stage, by which the geosyncline began its evolution, encompasses the time from Triassic to Early Cretaceous (Fig., a and b). During this stage certain typical formations were born.

They started with detrital and limestone deposits of Triassic to Late Jurassic age and continued by pre-flysch or precocious flysch deposits, as for instance Lunca Beds with basal radiolarites, Sinaia Beds with ophiolites or the Black Flysch from the northern units of the Romanian East Carpathians.

Within the distensional stage, two substages are to be considered : a rifting substage of a continental crust and an oceanic substage disclosing a real ocean basin after the disruption of the sialic crust. During the rifting substage (Fig., a), the main tectonic movements were disclosing distensional features and produced a continuous thinning of the continental crust all along the Triassic and Jurassic time, followed by a riftogenesis at the end of the Jurassic period. The oceanic substage (Fig., b) generating an oceanic crust began to the end of the Jurassic and reached its maximum development during the Early Cretaceous time. The ophiolites recorded from the Triassic and Jurassic deposits are probably related to slight submarine eruptions along distensional fractures of the continental crust as developed during the early Cretaceous.

This kind of treatment is compulsory at present because it is not possible yet to establish the amplitude of geosynclinal opening in the East Carpathians, all palinspastic reconstructions being submitted to various interpretations.

The gradual opening of the ocean allowed the development of continental slopes and continental rises favorable to the occurrence of turbiditic sediments. In this idea, the Lunca Beds, the Sinaia Beds and the Black Flysch represent turbidites belonging to the western (Dacian) continental rise and were partially redistributed by long offshore currents as contourites. Such an interpretation is suggested by the longitudinal trend of some flute-casts measured on these deep-sea originated sediments.

Turbiditic sediments of the same kind were probably existing on the external (Moldavian) continental rise too, but they were less actively prograded and continued up-slope and across unstable shelves by the Black (Auriferous) Schists.

The precollisional (= subduction) stage (Fig., c) was reflecting the time interval between the continent-ocean uncoupling (when compression processes started) and the collision moment.

The beginning of this stage produced the ceasing of distension across the whole East Carpathians geosyncline which probably reached at that time a spreading stage of the Red Sea type. It is an important and difficult problem to establish accurately the beginning of compression, the



breaking moment and the related processes which led to the subduction toward west and to the obduction of the few ophiolites known along the East Carpathians.

In our opinion, the turbiditic deposits from the external continental rise are not known because they vanished during the subduction stage by a process of tectonic erosion (subduction erosion, sensu H u e n e et al., 1980). The same process produced the erosion of the deposits directly underlying the Sinaia Beds, the basement of which is also no more discernible. At the same time, such tectonic relations are responsible for the internal tight crumpling of the Sinaia Beds, a process for which the term of structural infolding or kneading has been recently proposed (S c h o l l et al., 1980).

By considering the age of the youngest ophiolites and the tensional features of most joints with calcite within the Sinaia Beds, which disclose big thickness variations across small distances and frequently a pattern "en relais", it is reasonable to consider their age as related to the kneading process produced after the lithification. Consequently, at the present state of art, we may only presume for all the above mentioned processes a connection with the Austro-alpine movements (110–115 m.y., following S c h w a n, 1980). It is also possible to add that the intensive lithofacial variations during the Barremian-Aptian time are suggesting a deep block fracturing which announced the subduction. The systematic and obvious heteropic development of Albian deposits from the Bucegi-Ceahlău conglomerates to the Bobu Flysch and to the Convolute Flysch are pleading for upheavals across the Eastern Dacitic continental margins and the sinking of external margins where finer deposits were laid down.

The collisional stage (Fig., d and e) began during the late Cretaceous and lasted up to the end of Paleogene time. The beginning of this process is related to the closing of the ocean basin and consumption of its lithosphere and the bringing in contact of two continental margins (dacitic or western and moldavie or eastern) by their sedimentary wedges.

The collisional formations from late Cretaceous to early Miocene time disclose a steady variation from coarse to fine in eastern direction almost in all the units of the flysch delineating the western slope of a basin with miogeosynclinal features sited upon the sunken external continental margin. Typical examples are:

— for Upper Cretaceous formations: Siriu Sandstone (within the Audia Nappe), through Horgazu and Hangu Beds (within the Tarcău Nappe) toward Lepșa Beds (within Marginal Folds);

— for Eocene formations: Tarcău Sandstone, through intermediate facies (within the Tarcău Nappe) toward the Doamna facies (within the Marginal Folds);

— for Oligocene deposits: from the Krosno-Fusaru facies, through transitional facies to the bituminous facies with Kliwa Sandstone.

The eastern (external) slope of this marginal basin is rendered evident from the Upper Cretaceous by the Piatra Streiului Conglomerates, in the Eocene by nummulitic limestone fragments reworked in younger



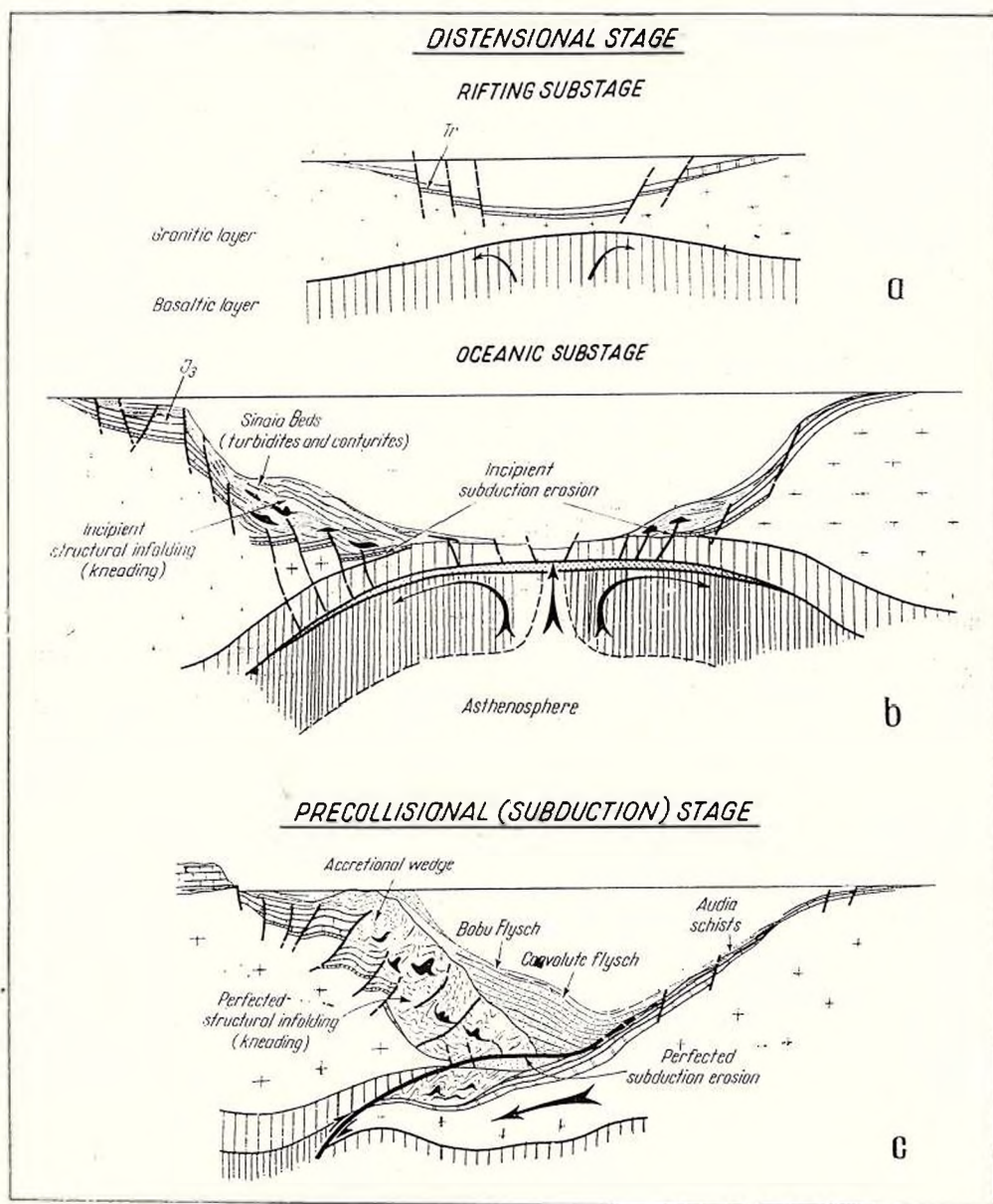
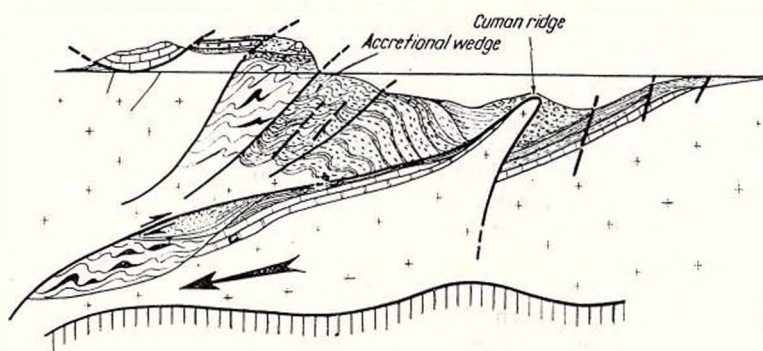
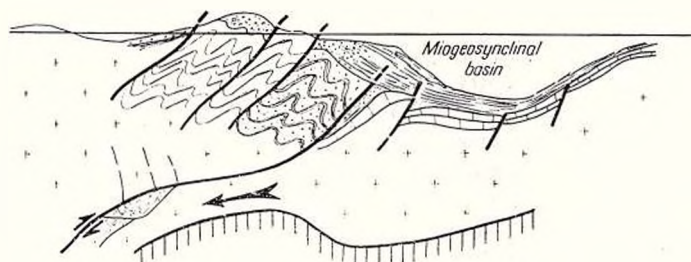


Fig. — Characteristic stages of the Romanian East Carpathians evolution.
 a, b — distensional stage : a, rifting substage in Jurassic time ; b, oceanic substage at the end of Early Cretaceous ; c, precollisional stage during the Late Cretaceous ; d, e — collisional stage :

COLLISIONAL STAGE

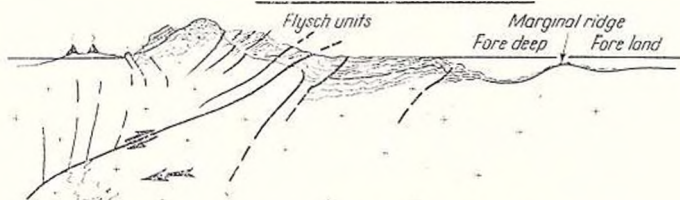


d

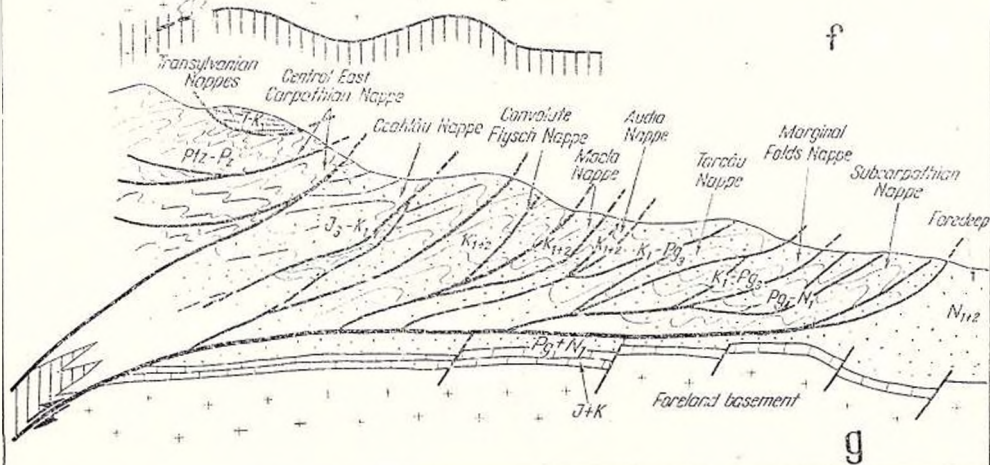


e

POSTCOLLISIONAL STAGE



f



g

d, Late Cretaceous-Early Paleogene ; e, Late Paleogene ; f, g — postcollisional stage ; f, Neogene ; g, present time.



Institutul Geologic al României

breccia or conglomerates, and for the Oligocene by conglomeratic facies on the eastern border of the Marginal Flysch and within the Carpathian Foredeep from Moldavia.

The continuation of subduction after the Austro-alpine phase by still other two phases of more active movements led to the development of accretional sedimentary wedges of flysch deposits, to the off-scraping of the sedimentary cover overlying the subducted zone (which explains the sedimentary or decollement features of flysch nappes in the East Carpathians).

During this whole process, the subducted plate was submitted to a tendency of fracturing in which the western blocks/walls were uplifted and generated ridges from which the best known is the Cuman Cordillera after the Middle Cretaceous movements.

The postcollisional stage (Fig., f and g) started when the sedimentary basin, in front of the already uplifted older zones, lost its geosynclinal features and was restricted to a mere Foredeep. The typical formations of this stage belong to the molasse facies. From Miocene to early Quaternary time they disclose successively marine, lagoonar and nonmarine (lacustrine and fluvial) deposits. Their time and space variations reflect compressional movements which continued during all this stage. The kinematic and structural effects of the same movements were recorded within the flysch and molasse zones by folding and overthrusting of Moldavidian Units (Convolute Flysch Nappe, Macla Nappe, Black Schist or Audia Nappe, Tarcău Nappe, Marginal Folds Nappe and the Subcarpathian Nappe, the latter underlying the molasse deposits from the inner flank of the Carpathian Foredeep. Such units are successively younger from inner to outer zones of the East Carpathians and reflect the effects of the old and younger Styrian phase followed by the Moldavian phase of Intrasarmatian age. These phases also produced a marginal ridge of the Foreland (Moldavian threshold).

By collisional processes between the Intra-alpine and East-European plates, the East Carpathians Arc was born and behind it the Transylvanian Depression like an Old Styrian back-arc basin and the well known Neogene volcanic belt.

The principal volcano-tectonic correlation is that the Neogene subsequent volcanics were born in three phases (Badenian, close-Sarmatian and terminal Pliocene) each of them with several stages which may be related to the Styrian, Moldavian-Attic and Valachian folding phases, each of them also having several pulsations. Of course such a correlation involves a certain advance of tectonic movements in comparison to the correspondingly volcanic phase. The time lag is necessary for the subduction development or underthrusting of Foreland, for the melting of its front and for the penetration of magma to the surface (Lăzărescu, 1980). There are also indications for a longer continuity in time of volcanic phases in comparison with the tectonic ones (Rădulescu, Săndulescu, 1980).

On a larger scale it is possible too a correlation between the principal folding phases within the Alpine-Carpathian orogenic belt and the spreading rate of the North Atlantic Ocean (Schwartz, 1980). In this respect,



it is considered that discontinuities in the ocean spreading as well as accretion changes as pattern of direction occur more or less simultaneously with the major orogenic phases.

For the Carpathians, such correlations are to be made for three geological phases of compression within the orogenic belt and distension within the ocean:

110–115 m.y. — Austro-alpine movements;

53–63 m.y. — Laramian movements;

10–17 m.y. — Styrian movements.

The synchronism of these processes is suggesting that the lithosphere is able to transmit rapidly and on long distances the compressional stress, with no chance, for the time being, to find a geodynamical explanation of such quasi-simultaneous phases in the Earth's crust deformation.

Yet this kinematic way to approach the tectonic events, may reveal time markers useful to correlate plate movements with orogeny, their synchronism or diachronic processes.

REFERENCES

- Belusov V. V. (1948, 1954) Obščiaia gheotectonica. Gheolizdat, Moskva.
 — (1962) Basic Problems in Geotectonics Mc. Graw-Hill Book Company, Inc., 816, p.
- Bleahu M. (1976) Structure géologique des Monts Apuseni septentrionaux. *Rév. roum. géol., géophys. géogr., Géol.*, 20, 1, p. 27–39, București.
- Bogdanoff A., Schatsky N. (1964) Introduction. Tectonique de l'Europe. Ed. Nauk, p. 5–25, Moskva.
- Contescu L. (1974) Geologic History and Paleogeography of Eastern Carpathians. Example of Alpine Geosynclinal Evolution. *AAPG Bull.*, 58, p. 2436–2476.
- Debelmas J., Oberhauser R., Săndulescu M., Trümpy R. (1980) L'arc alpine-carpathique. In: Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys. *Mém. BRGM*, 115, p. 86–96, Paris.
- Dinu C. (1979) Studiul geologic al flișului cretacic din cursul superior al Văii Troțușului (Carpații Orientali). Thesis of doctor's degree, University, București.
- Dumitrescu I., Săndulescu M., Lăzărescu V., Mirăuță O., Pauliuc S., Georgescu C. (1962) Mémoire à la Carte tectonique de la Roumanie. *An. Com. Géol.*, XXXII, p. 5–96, București.
- Herz N., Savu H. (1974) Plate tectonics history of Romania. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, p. 1428–1440.
- Huene R., von Aubouin J., Azema J., Blackinton G., Carter J., Coulbourn W., Cowan D., Curiale J., Dengo C., Faas R., Harrison W., Hesse R., Hussong D., Laad J., Muzylov N., Shiki T., Thompson P., Westberg J. (1980) Leg 67: The Deep Sea Drilling Project Mid. America Trench transect off Guatemala. *Geol. Soc. Am. Bull.*, I, 91, p. 421–432.
- Lăzărescu V. (1980) *Géologie fizică*. Ed. tehnică 512 p., București.
- Dinu C. (1973) Considérations néotectoniques sur l'Avant-pays des Carpathes en Moldavie du Nord. *Rév. roum. géol., géophys., géogr., Géol.*, 17, 1, p. 135–143, București.



- Muratov M. V. (1949) Tektonika SSSR. Izv. Akad. Nauk. SSSR, Moskva.
- Rădulescu D. P., Săndulescu M. (1973) The Plate-tectonics Concept and the Geological Structure of the Carpathians. *Tectonophysics*, 16, p. 155–161, Amsterdam.
- Săndulescu M. (1980) Corrélation des phases de déformation, de métamorphisme et de magmatisme dans les Carpathes. In: *Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys. Mém. BRGM*, 115, Paris.
- Săndulescu M. (1975) Essai de synthèse structurale des Carpathes. *B.S.G.F.*, (7), XVII/3, p. 299–358, Paris.
- Scholl D. W., Huene R., von Vallier L. T., Howell G. D. (1980) Sedimentary masses and concepts about tectonic processes at underthrust ocean margins. *Geology*, 8, p. 564–568.
- Schwab W. (1980) Geodynamic Peaks in Alpinotype Orogenies and Changes in Ocean-floor Spreading during Late Jurassic-Late Tertiary Time. *AAPG Bull.*, 64, 3, p. 359–373.
-



THE MESOZOIC HISTORY OF THE SOUTH APUSENI MOUNTAINS¹

BY

MARCEL LUPU²

Introduction

The Apuseni Mountains represent, within the Romanian Carpathians, a peculiar unit due to their morphological isolation as well as to their structural position. The southern part of this territory, named also the Metaliferi Mountains, has an independent geological evolution accomplished during two main time spans: the first started in the Lower Jurassic and continued until the end of the Cretaceous, and the second from the Middle Miocene until the end of the Neogene. In this paper we will focus on the first of these time spans.

The peculiar features of the Mesozoic evolution of the South Apuseni Mountains led to various interpretations concerning their structural traits (Ilie, 1935; Ghițulescu, Socolescu, 1941; Bleahu, Lupu, 1963; Bleahu, Dimian, 1968; Bordea, 1971, 1972; Lupu, 1965, 1974, 1975, 1976) as well as their structural position (Stille, 1953; Andjelković, Lupu, 1967; Săndulescu, 1975, 1980).

In the last years plate tectonic interpretations have also been considered by Rădulescu, Săndulescu (1973), Bleahu (1974, 1976), Herz, Savu (1974), Savu (1980), Cioflica, Nicolae (in press), Cioflica et al. (1980) and Vlad (1980).

The present paper represents an attempt to synthesize the main sedimentary and structural features of this area due to their Mesozoic history and to reconstitute its geotectonic development and position.

Stratigraphic and Structural Frame

The South Apuseni Mountains represent a structurally complicated territory with a polyphasic tectogenesis during Cretaceous times, in which 16 structural units with different natures of both basement and sedimentary cover have been involved.

¹ Paper presented at the 12th Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association, September 8-13, 1981, Bucharest, Romania.

² Institute of Geology and Geophysics, str. Caransebeș 1, 78344 Bucharest, Romania.



These units are, from N to S and W to E, as follows: the Bucium Unit (Bu) with an autochthonous character, Groși Unit (G) and the Criș Nappe (Cr), Feneș Nappe (Fe), Frasin Outlier (Fr), Vulcan Nappe (Vu), Curechiu-Stănița Unit (C.St.), Căpîlnaș-Techereu Nappe (C.T.), Căbești Unit (C), Bejan Unit (Bj), Valea Mică-Galda Nappe (V.G.), which can be grouped in the Criș Nappe "System" with respect to the Criș Valley area, in which most of these nappes are involved and have a good development, Bozeș Nappe (B) and the Bedeleu Nappe „System” with the Hospea Unit (H) and the Fundoia (Fu), Bedeleu (Be) and Rimetea (Ri) Nappes (Fig.). This complicated framework was built during four main evolutionary stages, as follows: the Jurassic-pre-Oxfordian, Oxfordian-Albian, uppermost Albian-Lower Senonian, and Senonian.

The first stage includes an approximately 3000 m thick pile of ophiolitic rocks constituted of two complexes: a first one — 180 m.y. at the lower part — according to Herz and Savu (1974), predominantly tholeiitic, featuring basalts, anamesites, gabbroic intrusions which is developed in the Căpîlnaș-Techereu Nappe; a second one, predominantly calc-alkaline, featuring basalts, andesites, dacites, rhyolites, as well as keratophyres and limburgites. This complex which continued its development till the early Cretaceous, concomitantly with the sedimentary processes, started with the Callovian (according to Dumitrică — unpublished data concerning the radiolarian assemblages contained by some interbedded jaspers).

The second stage marks the start of sedimentation (with carbonate facies featuring, in both nappe systems, pelitic (C, C.T.) or ammonitico rosso (Fu) facies during the Oxfordian-Kimmeridgian. Starting with the Middle Tithonian three main facies are differentiated, as follows: an eupelagic one — of *Aptychus* bed type — developed typically in the Bedeleu Nappe "System" but also in the Criș Nappe; a shelf facies consisting of massive limestones developed especially in the Bedeleu Nappe "System" but also in some (Vu, Fe, C.T.) of the Criș Nappe „System”; a shaly clayey facies developed in the Bucium Autochthon but also in the Frasin Nappe (Bordea, Constantinescu — Blăjeni sheet, scale 1:50 000, 1975). It is noteworthy that the *Aptychus* beds are disposed also on basic rocks as on metamorphic basement, while the massive limestones mostly on basic rocks.

During the Upper Jurassic, manifestations of the calc-alkaline magmatism are known also in the Criș Nappe "System" (Cr, C.St., C.T.), but the most clear relations are in the Bedeleu Nappe „System” units (Ho, Be), where keratophyres interbedded with limestones ascend to the Middle Tithonian.

The Jurassic/Cretaceous boundary is not marked by major events. Thus it is to notice the stop of sedimentation in the massive limestone facies (including also the Berriasian). In the pelagic facies the limy sedimentation continues undisturbed in the Neocomian as well as the detrital sedimentation in the Bucium and Frasin Units.

In the Criș Nappe it is possible that the change from a limy to a limy sandy flysch sedimentation corresponds to the Jurassic-Cretaceous boundary.



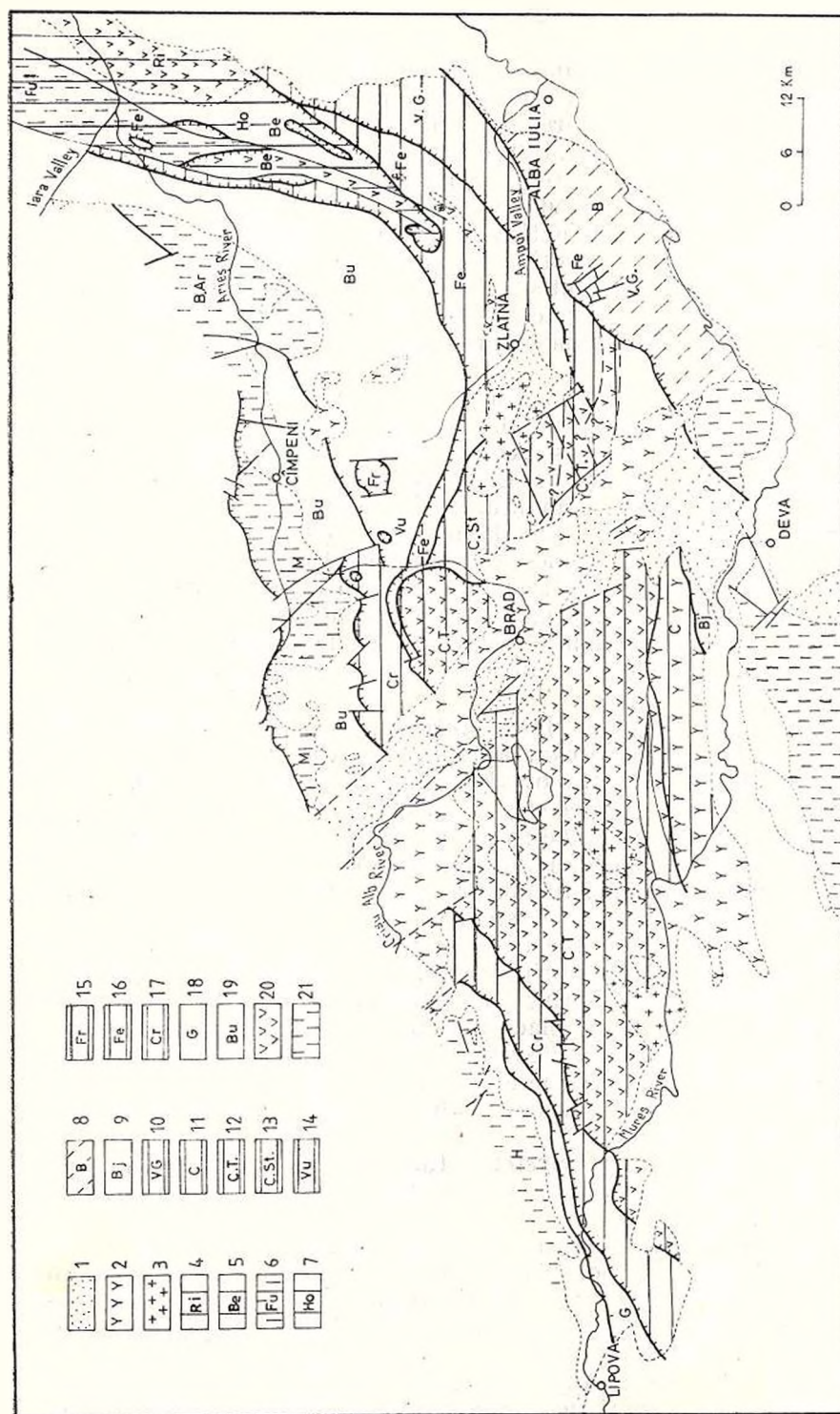


Fig. — Structural map of the South Apuseni Mountains.

Post-orogenic formations : 1, Neogene sedimentary cover; 2, Neogene magnatites; 3, banatic magnatites; Bedeleu Nappe „System” : 4, Rimetea Nappe; 5, Bedeleu Nappe, 6, Fundoia Nappe; 7, Hospea Nappe; 8, Bozeș Nappe; 9, Bejan Unit; Criș Nappe „System” : 10, Valea Mică-Galda Nappe; 11, Căbești Unit; 12, Căpâlnaș-Techeș Nappe; 13, Căpâlnaș-Stănița Unit; 14, Vulcan Nappe; 15, Frasin Nappe; 16, Feneș Nappe; 17, Criș Nappe, 18, Groși Unit; 19, Bucium Unit; 20, ophiolitic rocks; 21, metamorphic rocks.

During the Lower Cretaceous it is to remark the cease of the carbonate sedimentation in favour of the detrital one. In the Bucium Unit, in this time span flysch deposits are characteristic, first a sandy flysch and then a more calcareous marly one. In the Criș Nappe "System" sandy shaly flysch is also present, although there appear some distinctive sedimentological traits featuring sliding and slumping effects characteristic of some units (Cr, C, Bj). A special situation is present in the Feneș Nappe, in which during the Barremian-Aptian an endolistostrome formation with interbedded spilitic lavas and tuffs, as well as limestones is characteristic.

In the Bedeleu Nappe "System" the sedimentation stops in the Hauterivian, excepting the Fundoaia Nappe where a detrital series continues until the Albian.

The Upper Aptian marks the first unconformities in the stratigraphic sequences in several parts of the tectonic units in the Criș Nappe System (Fe, Cr). The uppermost Aptian-Albian features predominantly wildflysch deposits (Bu, G, Cr, Fe, C.T.). As concerns the wildflysch formations of the South Apuseni Mountains it is to mention that the olistolitic material proceeds almost from the ophiolitic complex and from the Upper Jurassic massive limestones. In the Feneș Nappe Wildflysch Formation also some granodioritic rock olistoliths are known. Only in the monoformalional Groși Unit, situated between the Bucium Unit and the Criș Nappe, there are no ophiolitic rock elements. The wildflysch sedimentation lasts until the Upper Albian when the main Mesocretaceous tectogenesis took place.

In the Bucium Unit the Mesocretaceous tectogenesis acted a little earlier, before the Upper Albian, according to the Upper Albian age (Bordea et al., 1975) of the overlying sandy flysch formation.

During the Lower Cretaceous, excepting the above-mentioned spilites in the Feneș Nappe or some pyroclastics interbedded in the Căbești Unit, the presence of some keratophyric or andesitic dykes can be mentioned in several units belonging to the Criș Nappe "System" (C, C.T.), as well as to the Bedeleu Nappe "System" (Fu).

The Mesocretaceous tectogenesis marked the ceasing of sedimentation in several units of this territory (Bu, G, Cr, Fe, Fr, Vu, C. St.) in general the northern ones. During this tectogenesis important compressional movements have taken place and the tectonic contacts between several units in the Criș Nappe "System" can be ascribed to it, including partly their north vergencies. These contacts have been strongly reworked during the Laramian tectogenesis, which is responsible for accentuating the north vergencies.

In the Bedeleu Nappe "System" the Mesocretaceous tectogenesis is also responsible for the overthrusting of the three nappes (Fu, Be, Ri) over the Hospea Unit.

For the general framework in which the geological evolution of the South Apuseni Mountains took place, it is noteworthy that the southern tectonic contact of this territory with the Supragetic Crystalline was accomplished also during the Mesocretaceous tectogenesis, uppermost Albian deposits covering both areas.

Within the Bedeleu Nappe "System" some east vergent thrusts contacts, which do not continue in the neighbouring units, led us to the



supposition that the Mesocretaceous tectogenesis, which put the four units of this group into tectonic contact, was characterized by east vergencies.

The uppermost Albian-Lower Senonian stage is represented only in the southern and eastern parts of the South Apuseni Mountains. This stage starts with the uppermost Albian (Vraconian) transgression in the Criș Nappe System (Fe, C.T., C, Bj) as well as in the Bedeleu Nappe "System".

In the units belonging to the Criș Nappe System the Cenomanian-Lower Senonian deposits are unfolded, of molassic character, featuring typical traits of post-tectonic cover, the first one of the South Apuseni Mountains. In this area some discontinuities between the Cenomanian and the Turonian can be noticed.

In the Bedeleu Nappe "System" the tectonic contact between the units is covered by a sandy flysch with conglomerate formation of uppermost Albian-Coniacian age.

During this time span no magmatic events are known.

In the South Apuseni Mountains there is no evidence of a pre-Gosau tectogenesis, which in the Northern Apusenids is responsible for the creation of the nappe structures.

The last stage of the Mesozoic evolution is represented by Senonian deposits and is marked by a relatively widespread transgression on both the northern and southern flanks of the Metaliferi Mountains.

In the northern flank of the South Apuseni Mountains Senonian deposits are developed only in the Bucium and Groși Units. The Senonian transgression starts with the Coniacian, in the western part and advances northwards till the Upper Santonian-Lower Campanian, when it reaches the maximum amplitude. Here the base of the succession starts with the Gosau Formation and continues with the flysch and, in some places, with wildflysch sequences. In the southern part of the Metaliferi Mountains the Senonian is developed in the Feneș Nappe where it is detrital, in the monoformalional Valea Mică-Galda Nappe consisting of a Senonian megabreccia wildflysch formation and in the Bozeș Nappe characterized by crystalline basement overlain by shelf deposits of Lower Senonian age and then by approximately 3000 m thick flysch sequence ending with conglomerates and molassic sandstones.

The Laramian tectonics achieved the main structural framework of the South Apuseni Mountains being responsible for the building up of the northwest vergent nappes and thrusts as well as for the westvergent overthrusting of the Bedeleu Nappe Group.

Geotectonic Development of the South Apuseni Mountains

The investigations undertaken in the last years on the ophiolitic rocks (Savu, 1976, 1980; Cioflica, Nicolae, in press; Cioflica et al., 1980; Nicolae, Bratosin, 1980) led to a better knowledge of this area although differences in their interpretation still exist. Anyhow, the main difficulties which burden a satisfactory explanation of the paleotectonic position and evolution of this territory are to estab-



blish the initial fit (cause of lack of data), and the precise determination of each tectonic unit (due to the widespread Neogene cover).

As concerns the start of the geological development the oldest ophiolitic rocks (180 m.y.), according to Sr 87/Sr 86 analysis, are situated mostly at the boundary of the oceanic and island arc areas. Hence the different interpretation of this oldest term of the ophiolitic sequence either as oceanic crust (Sav u, 1980) or as island arc type (Cioflic a, Nicol a e in press; Cioflic a et al., 1980). Calling on also the paleotectonic environment criterion it is necessary to consider the events which displayed in two neighbouring areas: the Transylvanian Realm and the Vardar Realm.

In the first area, S ă n d u l e s c u and Russo-S ă n d u l e s c u (1981) cited in the Transylvanian nappes, ophiolitic rocks belonging to various types and ages — from oceanic crust to island arc and, also, of Lower and especially Middle Jurassic age. Other noteworthy elements are the change of sedimentation in the Transylvanian Realm, which corresponds to the intra-Liassic Donetz phase, well expressed in the Bucovinian area. More significant events seem to have displayed in the Vardar Zone, where during the Lower and Middle Jurassic expansion took place, involving also local splitting or compression in neighbouring areas.

Connecting all these data we can suppose that such a split appeared in this area in which the continental crust was relatively thin (12–17 km; M i y a s h i r o, 1974); the magmatic activity started with a tholeiitic series and further developed in a magmatic arc type.

If we take into account some paleomagnetic data (P ă t r a ș c u, 1975) featuring a clockwise rotation of the main ophiolitic zone we arrive at the idea that the initial position of the paleotectonic elements, with basic rock basement, of the South Apuseni Mountains must have been a N–S one.

During the Callovian?-Oxfordian, on the western flank of the magmatic arc, which today is represented by the C ă p i l n ă ș -T e c h e r e u Nappe, the C ă b e ș t i and Bejan Units, a trough of marginal basin type — the actual C r i ș Nappe — opened. This paleotectonic framework pleads for the interpretation that the active microplate margin must have been situated eastwards and the dipping of the "consuming" plate was under this area. Thus we come to the conclusion that the geotectonic evolution of the South Apuseni Mountains started in connection with the paleotectonic framework of the western part of the Transylvanian oceanic basin, where during the Lower Jurassic active continental margin processes — even local subduction — probably took place. The clockwise rotation which probably started in the Upper Jurassic must have been connected with the activation of the Mureș dextral fault.

The sedimentation in the magmatic arc featured the Tithonian-Neocomian reef apron, volcanoclastic, some Lower Cretaceous detrital even turbiditic or olistostrome-like sequences.

Facial similitudes with Upper Jurassic-Lower Cretaceous deposits of the Sumadija zone can be explained by direct paleogeographic and paleotectonic connection.

During the Barremian, when the first marginal basin started to close, in the area represented by the Feneș Nappe, a second marginal basin



opened. This north-eastern migration of the basinal opening seems to be connected with the volcanic activity which also features newer terms eastward.

In the north-eastern part of the Metaliferi Mountains the Bedeleu Nappe Group represents a peculiar arc system which initially must have been situated north and east of the Criș marginal basin and the magmatic arc area and which, probably, has a thicker sialic crust (20–30 km) than the western one.

The east vergencies of thrusts within this "system" due to the Mesocretaceous tectogenesis reflect the westward subduction process represented by Rădulescu, Săndulescu (1973) and therefore it differs from the northward vergencies along the rear flank of the Căpilnaș-Techereu Nappe, which can be considered as representing the compressional effects of a southward dipping reversed subduction plane (Dickinson, Seely, 1979). This area is characterized also by the important development of the Albian wildflysch formation along this compressive plane.

During the Mesocretaceous tectogenesis the joint of the South Apuseni Mountains with the Supraetetic Crystalline of the South Carpathians was achieved — the proof consisting in the common uppermost Albian-Coniacian post-tectonic cover. Thus the main stage of horizontal as well as compressional movements along the Mureș Fault was accomplished.

The Upper Cretaceous marked the uplift of the northern part of the South Apuseni Mountains. The pre-Gosau phase which was responsible for the tectonic framework of the Northern Apusenids had no structural effects in the Metaliferi Mountains. Here the Senonian transgression manifested in both north and south flanks can be interpreted as an indirect effect of this phase.

The Laramian phase determined strong compressive movements in which, in the eastern part, the remnants of the magmatic arc and the southern flank of the Feneș Marginal Basin have been consumed — the proof consisting in the very important participation of the ophiolitic rocks in the Valea Mică-Galda Wildflysch Formation. The strong compression produced the northward overthrusting of the Bozeș Nappe — a typical ensialic basin sedimentation realm.

Concomitantly with these last compressive movements, which caused north vergencies, in the north-eastern part, the "North-Transylvanian" Bedeleu Nappe "System" overthrust westwards, some westward vergencies being remarked up to the central part of the South Apuseni Mountains.

Concluding Remarks

The South Apuseni Mountains started their evolution with a splitting of the sialic crust on the western margin of the Transylvanian oceanic basin. Further development featured a magmatic arc and the successive opening of two marginal basins from west to east, concomitantly with a certain removal from the Transylvanian oceanic basin, due to a clockwise rotation.



Only the Bedeleu Nappe "System" was throughout its pre-Laramian history strictly connected with the western margin of this basin.

The north vergencies of the South Apusenidic thrusts can be interpreted as caused by reversed subduction effects.

Certainly, some different interpretation may exist, but we suppose that for the present data this explanation is the closest to what we call reality. Further investigations will have either to confirm or to infirm this opinion.

REFERENCES

- Andjelković M., Lupu M. (1967) Die Geologie der Sumadija und Mureş Zone. *Carp. -Balk. Geol. Assoc., 8th Congr. Rep., I*, Beograd.
- Bleahu M., Lupu M. (1963) Nouvelles données sur l'évolution des Monts Métallifères de Roumanie. *Carp. -Balk. Géol. Assoc., VI^e Congr.*, Varsowie.
- Dimian M. (1968) SaŃul eugeosinclinal al Metaliferilor Ńi poziŃia sa in raport cu CarpaŃii Ńi Dinaridele. *D. S. Com. Geol.*, LIII, BucureŃti.
 - (1974) Zone de subducŃie in CarpaŃii româneŃti. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LX/5, BucureŃti.
 - (1976) Structural Position of the Apuseni Mountains in the Alpine System. *R v. roum. géol., géophys., géogr., Géol.*, 20, BucureŃti.
- Bordea S. (1971) Date stratigrafice Ńi tectonice noi in zona Bl jeni-Buceş-Vulcan (Mun ii Metaliferi). *D. S. Inst. geol.*, LXII/4, BucureŃti.
- (1972) Date stratigrafice Ńi tectonice in zona Grohot-Tomnatec (Mun ii Metaliferi). *D. S. Inst. geol.*, LVIII/5, BucureŃti.
- Cioflică G., Lupu M., Nicolae I., Vlad Ş. (1980) Alpine Ophiolites of Romania. Tectonic Setting, Magmatism and Metallogenesis. *An. Inst. geol. geofiz.*, LVI, BucureŃti.
- Nicolae I. (in press) The Origin, Evolution and Tectonic Setting of Alpine Ophiolites from the South Apuseni Mountains. *R v. roum. géol., géophys., géogr., Géol.*, BucureŃti.
- Dickinson W. R., Seely D. R. (1979) Structure and Stratigraphy of Forearc Regions. *Ann. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, 63/1.
- Ghi ulescu T. P., Socolescu M. (1941)  tude géologique et minière des Monts Métallifères. *An. Inst. Geol. Rom.*, XXI, BucureŃti.
- Herz N., Savu H. (1974) Plate Tectonics History of Romania. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, Colorado.
- Ilie M. (1935) Recherches géologiques dans les Monts de Trase u et dans le bassin de l'Ari ş. *Ann. Inst. Géol. Roum.*, XVII, BucureŃti.
- Lupu M. (1965) Quelques considérations sur les phases du diastrophisme dans le sillon des Monts Métallifères. *Assoc. Géol. Carp.-Balk., VII^e Congr. Rapp.*, I, Sofia.
- (1974) The South Apuseni zone (Metaliferi Mountains). In : Tectonics of the Carpathian-Balkan Region. *Inst. Geol. Dion z St r*, Bratislava.
 - (1975) Einige Bemerkungen zur Tektonik des Südlichen Apuseni Gebirges (Siebenb rgisches Erzgebirge). *R v. roum. géol., géophys., géogr., Géol.*, 19, BucureŃti.
 - (1976) The Main Tectonic Features of the South Apuseni Mountains. *R v. roum. géol., géophys., g ogr., Géol.*, 20, BucureŃti.
- Miyashiro A. (1974) Volcanic Series in Island Arcs and Continental Margins. *Ann. Journ. of Science*, 274.



- Nicolae I., Bratosin I. (1980) Petrochemical Investigations of the Mesozoic Spillite and Keratophyre Rocks from the Trascău and North-Eastern Metaliferi Mountains (Apuseni Mountains). *Rêv. roum. géol., géophys., géogr., Géol.*, 24, București.
- Pătrașcu S. t. (1975) Report, archives of the Institute of Geology and Geophysics, București.
- Rădulescu D., Săndulescu M. (1973) The Plate Tectonic Concept and the Geological Structure of the Carpathians. *Tectonophysics*, 16, Amsterdam.
- Savu H. (1976) Considerations on Display Conditions and Evolution of the Alpine Ophiolitic Magmatism of the Mobile Mureș Zone (Apuseni Mountains). *Rêv. roum. géol., géophys., géogr., Géol.*, 20, 1, București.
- (1980) Genesis of the Alpine Cycle Ophiolites from Romania and their Associated Calc-Alkaline and Alkaline Volcanics. *An. Inst. geol. geofiz.*, LVI, București.
- Săndulescu M. (1975) Essai de synthèse structurale des Carpathes. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), XVII/3, p. 299–358, Paris.
- (1980) Analyse géotectonique des chaînes alpines autour de la Mer Noire occidentale. *An. Inst. geol. geofiz.*, LVI, București.
 - Russo-Săndulescu D. (1981) The Ophiolites from the Rarău and Hăghimaș Synclines. Their Structural Position, Age and Geotectonic Evolution. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXVI, București.
- Stille H. (1953) Die Geotektonische Werdegang der Karpaten. *Geol. Jahrb.*, VIII, Hannover.
- Vlad Ș. (1980) Alpine Plume Genetical Triple Junction in the Apuseni Mountains and Metallogenic Implications. *Rêv. roum. géol., géophys., géogr., Géol.*, 24, București.

QUESTIONS

G. Strulinski: What kind of arguments do you have for the Laramian overthrusting of the Valea Mică-Galda and especially the Bozeș Nappe and their NW vergency, in connection with the fact that the Supragetic and the Getic Overthrusts, considered of the same age, are overlain by the former (the Bozeș Unit rests normally on the Rapolt Crystalline, belonging to the Supragetic Nappe) and have, generally speaking, a SE vergency?

Answer: The Valea Mică-Galda Nappe consisting of Senonian deposits in wildflysch facies overthrusts the Feneș Nappe in which the Senonian deposits feature another facies and is overthrust by the Bozeș Nappe in which the Senonian develops in shelf and flysch facies. Moreover, behind the frontal contact of the Bozeș Nappe, the Valea Mică-Galda Wildflysch appears in a tectonic window.

K. Birkenmaier: 1. Are there any paleomagnetic data supplied by the study of the South Apuseni Mts to support the direction (clockwise) and amount of rotation in this area of the Carpathians?

2. What would be the age of the rotation?

3. Are the Lower-Middle Jurassic ophiolites tholeiitic or calc-alkaline? In the South Apuseni Mts are they related to an island arc or to an oceanic rift?

Answer: 1. Yes, there are some paleomagnetic data which provide such a rotation.

2. The age of the rotation must have been Upper Jurassic and Cretaceous but not younger than the Albian in the southern part of the Southern Apusenids, as the Upper Albian (Vraconian) deposits overlie the ophiolites and the sedimentary deposits of the Southern Apusenids as well as the Poiana Ruscă Supragetic Crystalline.



3. The Lower-Middle Jurassic ophiolites belong to a tholeiitic sequence which has been generated in connection with some splitting of the sialic crust and which developed during the Upper Jurassic to a typical magmatic arc volcanism.

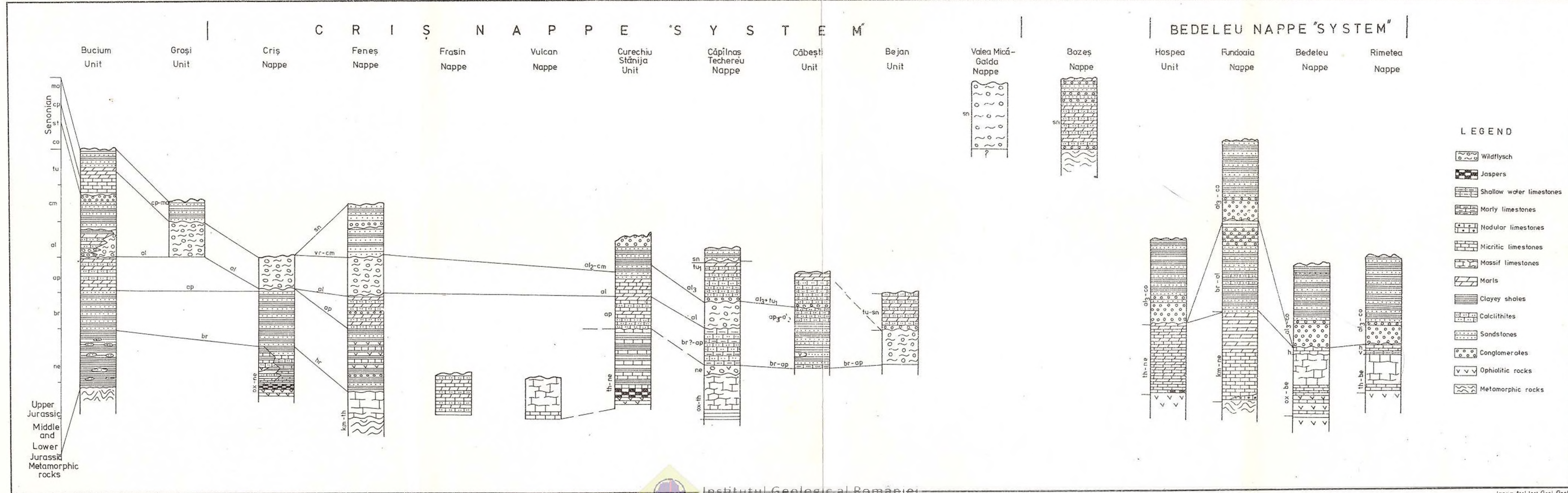
V. L ă z ă r e s c u : Vous avez dit que les ruptures engendrant les ophiolites ont migré de l'Ouest à l'Est, mais dans deux zones différentes des Apuseni de Sud. Est-ce que vous considérez la possibilité des fractures en relais? Quelle en est votre opinion?

Réponse : J'ai parlé de deux bassins de type bassins marginaux dont le premier, de l'ouest, a été d'âge jurassique supérieur tandis que le deuxième, de l'est, est plus jeune, néocomien-baremien, et que pour l'instant il ne me semble pas d'exister une liaison directe entre eux.



CORRELATION OF THE MESOZOIC FORMATIONS OF THE SOUTH APUSENI MOUNTAINS

M. LUPU. The Mesozoic History - South Apuseni Mountains



INHERITANCE — BASIS OF CRUST DISSECTION AND PARTICULARITIES OF STRUCTURE OF THE INDIVIDUAL SEGMENTS OF THE ALPIDES¹

BY

MICHAL MAHEL'²

It is known that the trend of development of the Alpides is a result of more global manifestations of fundamental geological processes. It concerns mainly folding with cyclic, periodical and phase generation of tectonic structures, with changes of the paleogeographical picture. The tectonics raised the importance of manifestations of more regional, more global character with periods of rifting, extending and thinning of crust.

Knowledge from the Carpathians, Balkans and Dinarides, also Alps, has led us to the view that for individual cycles of development of the Alpides certain manifestations of fundamental processes are particularly characteristic (Mahel', 1978): the Assyntic cycle was marked by extensive migmatization and intensive high-thermal metamorphism and only weak mountain-building morphostructural manifestations (lacking molasses).

Characteristic of the Hercynian cycle is the origin of the extensive granitoid bodies, regional metamorphism of lower grade (epi), distinct orogenic morphostructural manifestations with formation of longitudinal grabens filled up with the oldest molasse. Particularly distinct are the differences in the type and degree of crust consolidation in the individual areas and zones, including unequal intensity of folding.

The Alpine cycle is characterized by: manifestations of general oceanization in the Jurassic and Lower Cretaceous; predominating flysch sequences in the Cretaceous and Paleogene; four folding periods (Early Palealpine, Palealpine, Meso- and Neoalpine), with distinct orogenic polarity; formation of basins in several stages. Among the characteristic features of more global importance, the near-surface character of folding with extensive nappes is also noted. Each segment of the Alpides has its specificity caused by: a) unequal intensity of folding; b) different number

¹ Paper presented at the 12 th Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association, September 8 — 13, 1981, Bucharest, Romania.

² Geological Institute, Mlynská dolyna 1, Bratislava, Czechoslovakia.



of deep faults; c) different dissection of the geosyncline with different number of tectonic units.

Differences among segments of the Alpides are reflected in the extent and distribution of magmatites. It is interesting that

a) Triassic ophiolites are bounded by zones of weak Hercynian stabilization of crust (Fig. 1) in the Bükkides, in the Hellenides and of Early Alpine-Cimmerian folding;

b) Jurassic to Lower Cretaceous ophiolites are more widespread and connected with trough zones, with zones without older granitoids (Fig. 2);

c) Hercynian granitoids form the basement of Mesozoic ridges.

These facts show the importance of heterogeneity of crust, formed in the Hercynian stage, as decisive for structural-facial dissection of the Alpine geosyncline.

In the West Carpathians we distinguish seven zones of the pre-Alpine basement. Two of them (the South Veporide and South Tatríde) are characterized by massifs of granitoids and migmatites. The accompanying three zones (Periklippen, North-Veporide and North Gemeride) are characterized by numerous bodies of amphibolites; the southernmost by diabbases accompanied by gabbros and sporadic ultrabasics. Characteristic of the sixth zone in order, the Volovec zone, are quartz porphyries and Late Hercynian-Alpine granites. The southernmost zone, the Bükkides, has no granitoids and displays weaker effects of Hercynian folding (Mahel', 1978).

The West Carpathians — after the division of the pre-Alpine basement into several zones according to crust types — with their well known dissection of the Mesozoic geosyncline, facilitate the explanation of historical relations of Alpine paleotectonic elements to the individual Hercynian types of the crust. In fact in the Alpides there are few examples of so intensely dissected crystalline basement and of such conspicuous association to this phenomenon with the dissection and variegation of the Permian and of the Mesozoic. We may speak about the signs of inheritance (Mahel', 1980). Here we do not mean permanent manifestations of certain signs but a reflection in the type of the crust and of paleotectonic elements in the time of plate tectonic manifestations of paleotectonic changes in „critical” periods. The changes were more intense during the Triassic period in southern zones and in the Jurassic and Lower Cretaceous times in northern zones (Fig. 3a, b, c). The plate-tectonic factors control the trend and provide the unified history of the Alpides in the entire system. Types of the crust, its dissection and heterogeneity are a „counterpart”, a determinant of the historical particularities in the individual segments (Mahel', 1981). In other words, the plate-tectonic factors are active mainly in certain time intervals. They are, however, spatially modified by the nature of the basement, by local inherited factors.

Of particular importance in the generation of the crust type are granitoids. Their massifs were manifested as factors of uplifting tendencies. Conspicuous is the radiometric confirmation of several ages of granitoid bodies with changes of the type of granitization; with manifestations of



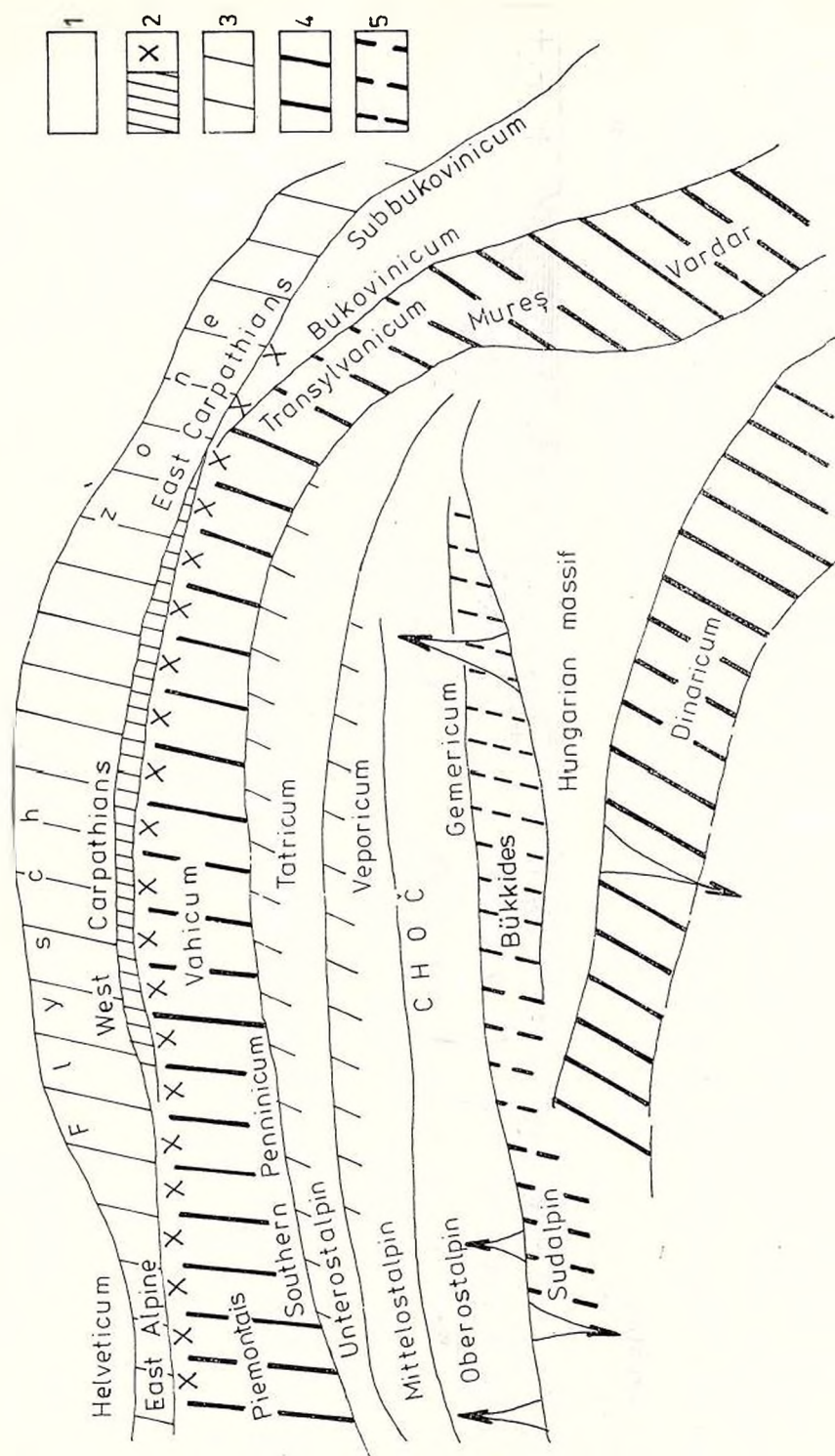


Fig. 1. — Scheme of linking of the main geotectonic zones of the Eastern Alps and Carpathians. Types of crust (M. Maher).

1, zones of continental crust; 2, Pieninic island zone; a, ultrapieninic volcanic zone; 3, zones with paraoceanic crust; 4, troughs with oceanic dissected crust; 5, zones with taphrogosynclinal type of the Triassic (partly also Jurassic).

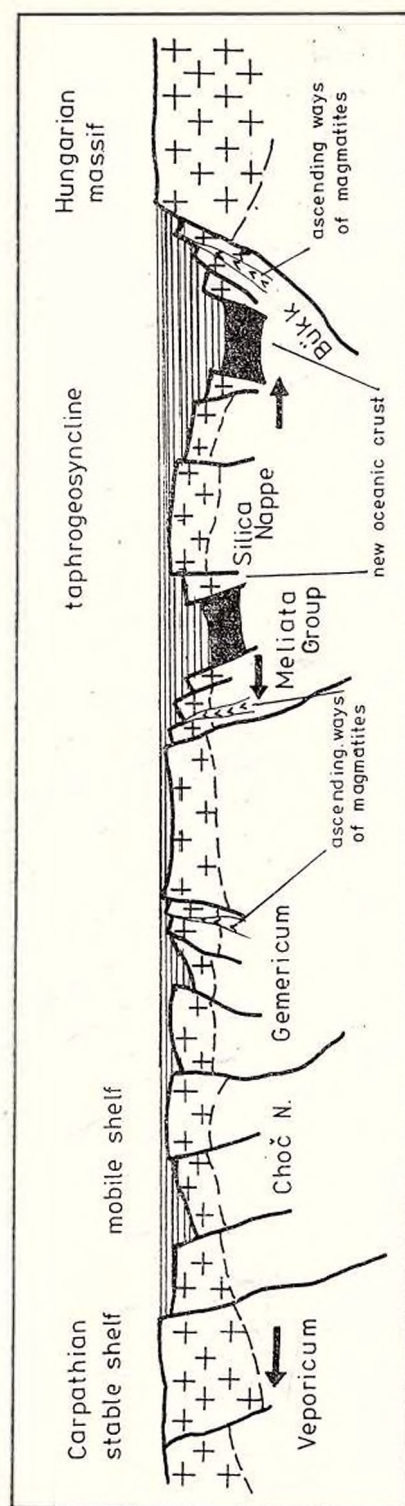


Fig. 2. — Paleotectonic types of the Triassic (T_{2-2}) of the southern zones of the West Carpathians (taphrogeosynclinal — Bükkides; type of dissected mobile shelf — Choč Nappe and Gemicium).

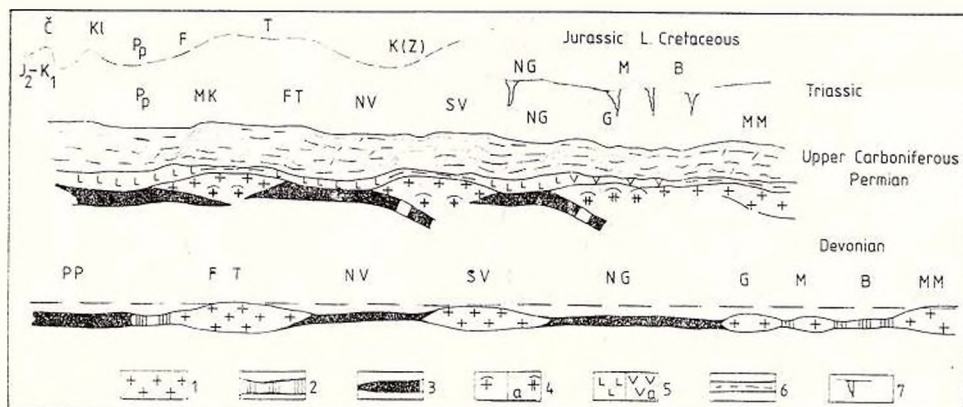


Fig. 3. — Scheme of crust development in the West Carpathians throughout the Palaeozoic and relation to Mesozoic geotectonic zones.

1, granite gneiss layer; 2, thin dissected continental crust; 3, oceanic crust; 4, granite penetrations: a, Late Hercynian to Alpine; 5, basic volcanics: a, acid volcanics; 6, sediments; 7, protrusions of ultrabasics.

F.T, Fatra-Tatric Zone; NV, Northern Veporides; SV, Southern Veporides; NG, Northern Gemerides; G, Gemerides (Volvec); M, Meliata Zone; B, Bükk; M, Hungarian massif.

MK, Little Carpathians; PP, Peripieninic Zone (Southern Penninicum); K(Z), Križna (Zliechov) Zone; T, Tatricum; F, Fatricum; Kl, Ultrapieninic (Klape) cordillera; Č, Czersztyn ridge.

extensive synkinematic migmatization, mainly during the pre-Hercynian stages, with intrusions of large bodies in the Hercynian period and occurrence of smaller marginal bodies at the margins of older massifs in the Alpine period. The several stages of plutonic activity have been proved radiometrically in the last years even in such bodies, which have been lately considered as typical Alpine (Eisenkappel, Adamello, Gemeride granites) and on the contrary, proving the Mesozoic age of a part of „typically” Hercynian granitoid bodies (Southern Veporides, south Bulgaria). This indicates that just the granitoids are the most distinct bearers of historical linking of the Alpine stage with the preceding ones.

Heritage is not only the result of mechanical properties of the crust. Naturally, the weight of the crust has its role in the history of the geosyncline as well: granitoid rocks show ascending trend; basic rocks — heavy mass — will sink. Association of Alpine paleotectonic element with the type of Hercynian consolidation of the crust, Triassic activation of the geosyncline in the overlie of less stabilized Hercynian complexes, polyphasic granitization and metallogeny are indicative of relationships resulting from the substance of deep geological processes.

Activation of granitoid bodies proves that together with deep-seated transcrustal faults they are the main communicators between deep processes and upper parts of crust. This makes us see in them the factors, which are regulators of heritage, in the development of the earth crust. There is nor persistency, outlasting or permanent manifestations of thinner and thicker crust in paleogeography, but manifestation of its type in deve-

lopment during periods of distinct changes of kinematic conditions of global character (M a h e l', 1981).

Thus we see the source of difference in dissection of the individual Alpidic segments, in the unequal extent and distribution of granitoids and basics or ultrabasics in individual segments of the Alpides. Both these indicators of crust type have their historical anchorage. Spatially they are usually missing. Ophiolites are linked with zones of deep-water troughs and usually connected with zones, which displayed a thinner type of crust in the preceding period, characterized by abundant basics and smaller accompanying bodies of ultrabasic rocks. The ophiolite zones in the Alpides do not represent „new forms” independent of preceding development, but have their „ancestors”.

REFERENCES

- M a h e l' M. (1978) Geotectonic position of magmatites in the Carpathians, Balkan and Dinarides. *Západné Karpaty, geológia*, 4, GÜDŠ, p. 9–165, Bratislava.
- (1980) Heterogeneity of crust and further fundamental factors of particularity of development and structure of the West Carpathians. *Geol. zbor., Geol. carpathica*, 31, 4, p. 387–406, Bratislava.
 - (1981) Heritage and its bearers in geological development of the Alpides. *Geol. zbor., Geol. carpathica*, 32, 2, p. 163–172, Bratislava.

QUESTIONS

G. D. A s h g i r e i: 1. What do the Lower Mesozoic geosynclinal depressions, deprived of granite intrusions, stand for (at the present erosion level, as at the depth of these depressions the Variscan granitic crust might be present according to R. T r ü m p y)?

2. I should like to mention that M a h e l' s idea concerning the Variscan inheritance of the main tectonic alignments to the Mesozoic and Cenozoic is quite probable.

Answer: Most depressions of the Alpine geosyncline show a paraoceanic or a thin sialic crust. In my opinion, the old Alpine depressions, with Triassic ophiolites, may represent a highly differentiated crust type.



LA POSITION DU PENNIQUE ET DES BÜKKIDES DANS LES CARPATHES OCCIDENTALES ¹

PAR

MICHAEL MAHEL' ²

L'influence de la nouvelle tectonique globale a eu pour répercussion, entre autres, l'intense recherche de la continuation du Pennique dans les Carpathes Occidentales. L'attention s'est portée principalement sur le domaine des roches basiques et ultrabasiques de la série de Meliata dans les Bükkides, ainsi que sur la zone des klippes, depuis longtemps connue pour son style tectonique bizarre du type de mélange tectonique.

La distance séparant la série de Meliata et celle de toutes les Bükkides de la fenêtre tectonique de Rechnitz où le Pennique apparaît à la surface près du bord oriental des Alpes n'est pas grande, et ce fait a conduit plusieurs géologues (Leško, Varga, 1980; Wein, 1977) à établir un parallélisme. Au point de vue géologique, ce parallélisme est inacceptable. Le Pennique — même dans la fenêtre tectonique de Rechnitz — comprend le Crétacé, en partie le Jurassique, tandis que la série de Meliata est triasique. D'après sa position le Pennique représente une unité septentrionale, l'unité de Meliata — partie constitutive des Bükkides — est une unité méridionale, même plus méridionale que l'Austroalpin.

La série de Meliata et la partie essentielle des Bükkides, y compris les roches basiques et les radiolarites qui les accompagnent, appartiennent au Trias. Le caractère triasique de ces séquences ophiolitiques se manifeste aussi dans la dissection paléotectonique et l'instabilité paléogéographique. Pratiquement, chaque profil de la série de Meliata offre une suite particulière de membres (Mock, 1978). Cet état est caractéristique pour le premier stade de l'océanisation du géosynclinal alpin qui est typique pour le Trias des zones internes des Dinarides. Le caractère dinarique des séquences ophiolitiques se manifeste non seulement par l'âge triasique, les séquences ophiolitiques incomplètes (Bajaník, Reichwalder, 1979), mais aussi par le morcellement et l'instabilité paléotectoniques avec croûte paraocéanique, voire sialique, très disséquée (fig. 1).

¹ Note présentée au 12ème Congrès de l'Association Géologique Carpatho-Balkanique, le 8-13 septembre 1981, Bucarest, Roumanie.

² Institut Géologique, Mlynská dolyna 1, Bratislava, Tchécoslovaquie.



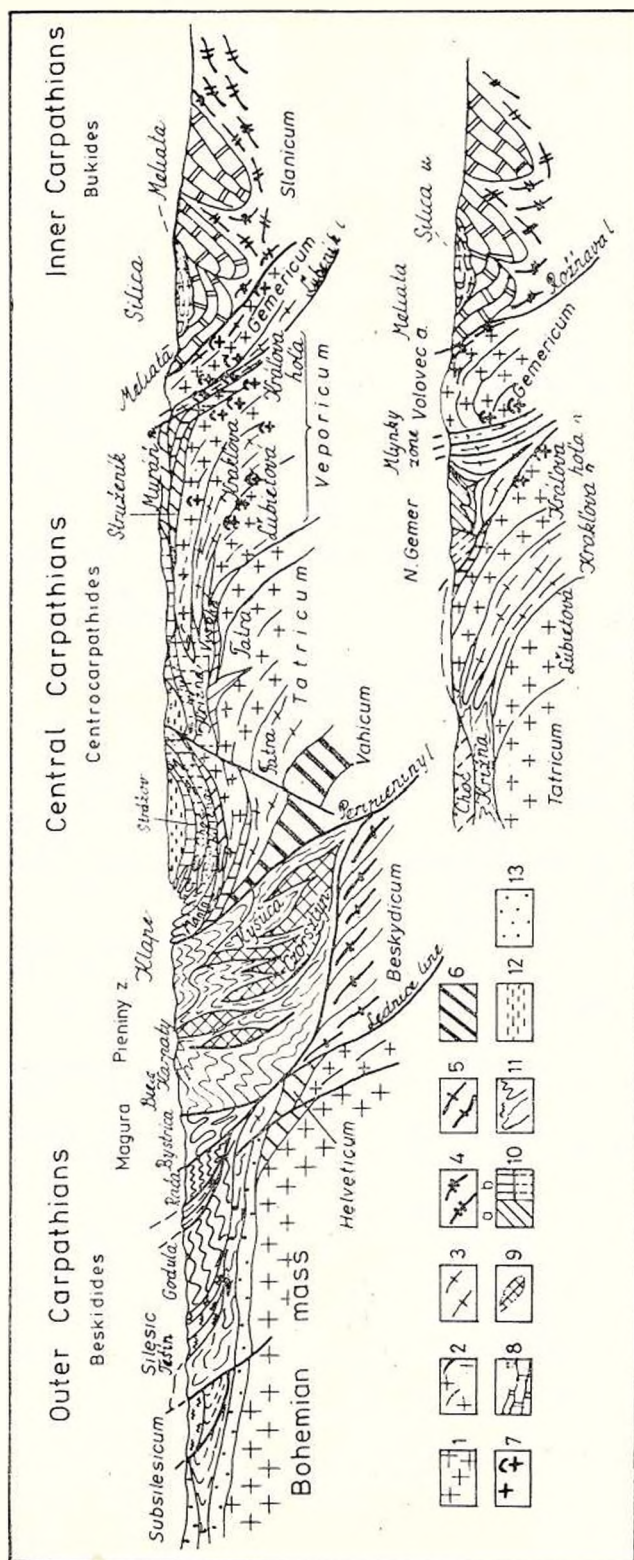


Fig. 1. — Profil schématique des Carpathes Occidentales mettant en évidence le rapport des nappes avec le type de la croûte (Mahel', 1981).
 1 — 4 : types continentaux de la croûte : 1, croûte épaisse de massif ; 2, croûte „lourde” avec roches basiques ; 3, croûte segment de croûte des régions faiblement stabilisées au temps hercynien ; 5, type paraocéanique de croûte ; 6, type océanique de croûte ; 7, granites alpins ; 8, complexes alpins ; 9, mélanges tectoniques ; 10 : a, Mésozoïque de couverture (autochtone) ; b, nappes présupposées des Carpathes internes ; 11, complexes flysch de Carpathes externes ; 12, flysch tardi-tectonique des Carpathes centrales ; 13, molasse de l'avant-fosse.

Ce sont les Petites Carpathes qui peuvent contribuer à résoudre la question de la continuation du Pennique dans les Carpathes Occidentales ; en effet, elles ont une position-clé, une structure particulière, un contenu et une ressemblance structurale avec les Alpes. Les puissantes séries du Paléozoïque (de Pezinok-Pernek et Harmónia), pour la plupart méso-

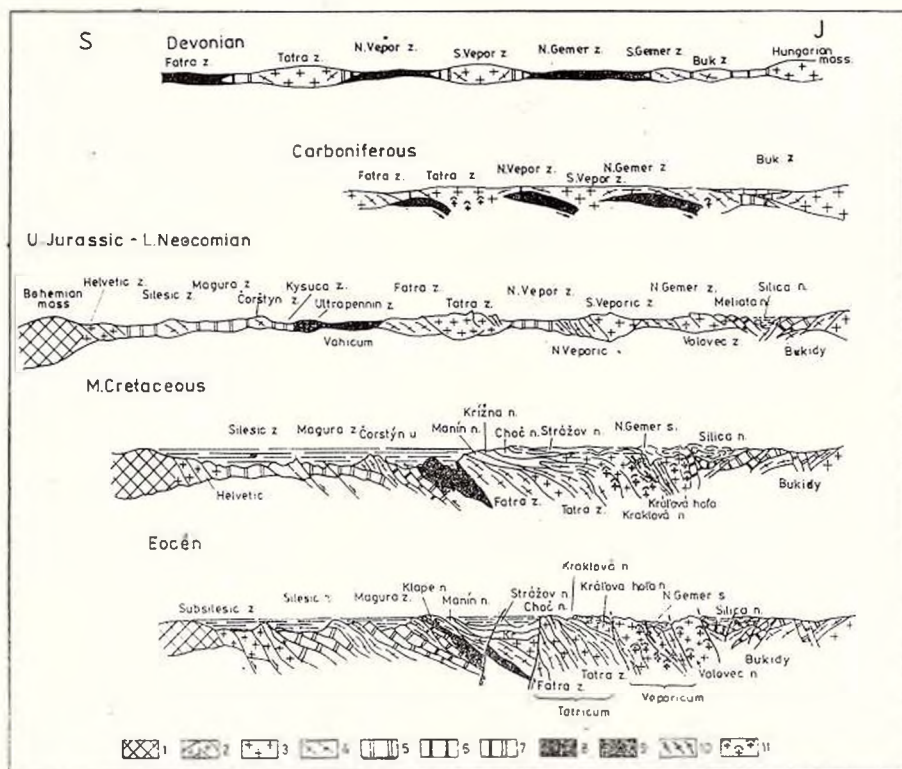


Fig. 2. — Schéma de l'évolution paléotectonique des Carpathes Occidentales (M. Mahel').

1, plate-forme (Massif de Bohême); 2, massif ancien activisé par les mouvements alpins; a, bordure de la plate-forme; 3, croûte sialique épaisse (granites) des seuils intraocéaniques; 4, croûte sialique lourde avec roches basiques; 5, croûte sialique peu épaisse des sillons; 6, croûte paraocéanique; 7, croûte paraocéanique, souvent océanique, salique, irrégulièrement segmentée (géosynclinal embryonnaire); 8, croûte océanique; 9, croûte paraocéanique d'île volcanique; 10, zones de subduction intense; 11, pénétrations des granites.

et epimétamorphisées, entrent en premier lieu en ligne de compte. Elles présentent une analogie avec la série de Wechsel, l'unité la plus inférieure des nappes Unterostalpinnes, unité qui constitue le toit direct du Pennique dans la fenêtre tectonique de Rechnitz (P a h r, 1975; M a h e l', 1980). Nous avons envisagé comme une particularité tatrique des Petites Carpathes les corps granitoïdes plus ou moins autochtones. Les études préliminaires montrent toutefois que les „massifs” granitoïdes des Petites Car-

pathes ont une position allochtone (M a h e l', 1980 ; fig. 3). Les recherches géophysiques indiquent que les masses lourdes sont disposées dans le soubassement peu profond sous le noyau cristallin (fig. 4) (P o s p í š i l, F i l o, 1980).

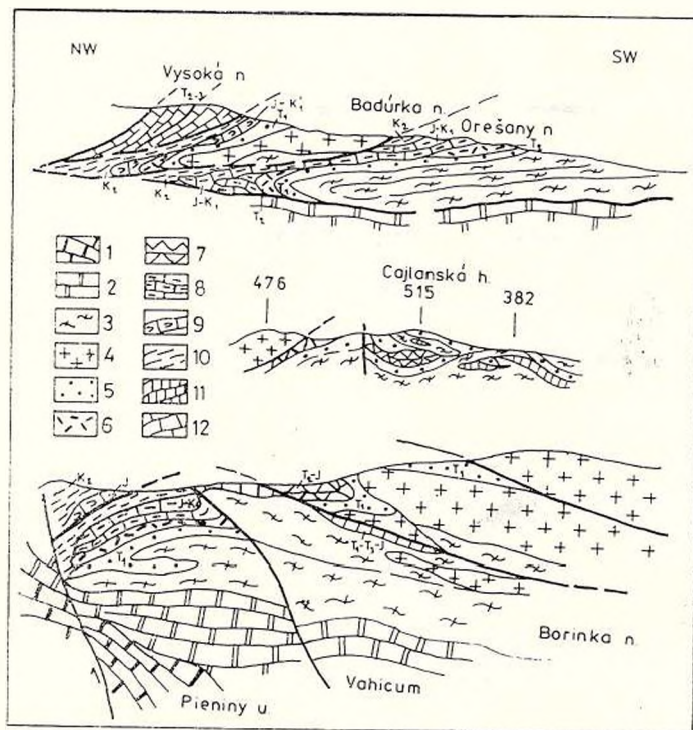


Fig. 3. — Profils géologiques — Tatríkum des Petites Carpathes (M. M a h e l'). 1, zones de racines des unités piénines; 2, Mésozoïque métamorphisé du Vahikum; 3, roches paléozoïques épi- et mesométamorphisées; 4, granitoïdes; 5, Trias inférieur, quartzites; 6, Trias moyen, dolomies, calcaires; 7 — 9 : Jurasique — Infracrétacé: 7, faciès de Borinka; 8, faciès bathyal d'Orešany; 9, faciès de Kadlubek — de pentes; 10, Albien-Cénomannien; 11, Mésozoïque non différencié; 12, nappe de Krížna.

La nouvelle conception de la structure du noyau cristallin des Petites Carpathes nous conduit à chercher la continuation du Pennique méridional dans le soubassement des parties septentrionales chevauchées des Tatrides et au Sud de la zone des klippes. Cette conception s'appuie sur toute une série de faits :

— Les sédiments élastiques fournis par les roches ultrabasiques connues principalement dans les séquences flyscheuses albien-cénomaniennes des nappes de Krížna, de Manin et de Klappe, ainsi que dans les unités tatriques (M i š i k et al., 1980) indiquent l'existence de grands corps au Sud de l'étroite zone piénine.

— La présence de blocs de roches magmatiques exotiques acides et basiques, effusives et intrusives du Dogger-Infracrétacé (K a n t o r, R y b á r, 1979), particulièrement nombreux dans le flysch (Albien-Cénomannien) de la nappe de Klappe ainsi que dans les séquences des nappes de Manin s'explique logiquement par l'existence d'écaillés écrasées de la bordure volcanique active de sillon océanique tectoniquement fracturées pendant l'Albien et le Cénomannien (fig. 3).

— Le puissant flysch albien-cénomanién de la nappe de Klappe dans la zone des klippes témoigne de l'existence d'un soubassement mobile que représentait évidemment la zone à type océanique de l'écorce — continuation du Pennique méridional dans les Carpathes. Ce flysch à nombreux chrome-spinelles ressemble au flysch crétacé du Pennique méridional des nappes de Simen et au flysch de Verspala (Oberhauser, 1968).

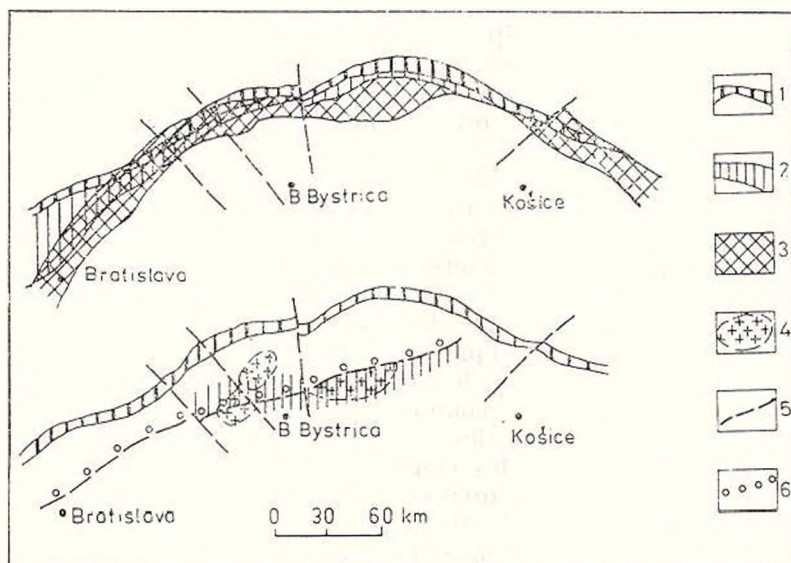


Fig. 4. — Esquisses de carte d'indices indirects du Vahikum dans les Carpathes Occidentales.

1, zone des klippes; 2, zone attenante à celle des klippes; 3, zone des „masses lourdes” dans le soubassement (données gravimétriques); 4, masses légères, granitoides dans le soubassement; 5, bordure septentrionale du style tectonique de profondeur du cristallin; 6, bordure méridionale des bassins du flysch des Carpathes centrales.

— La présence du flysch crétacé supérieur aux abords de la zone des klippes (M a h e l', 1979) fait penser à l'existence d'un sillon océanique en subduction progressive.

— La carte gravimétrique (P o s p i š i l, F i l o, 1980) permet de se faire une idée de la disposition des masses lourdes (basiques et ultrabasiques) au Sud de la zone des klippes, grosso modo aux alentours de cette zone et sous la bordure septentrionale d'une partie des Tatriques (fig. 4).

La subduction par stades multiples des masses lourdes sous le Tatrikum explique la formation des „sillons-arrières” des grands fonds dans le flysch de Podhale des Carpathes Occidentales centrales (fig. 3 d-e). Le début de la formation de ce flysch est accompagné par un approfondissement subit, un affaissement du bassin de sédimentation, un changement de la sédimentation molassique qui fait place à une sédimentation d'eau profonde, argileuse et finalement flyscheuse à la suite de collapsus de la

croûte. On peut en même temps constater que la limite sud du domaine de ces „sillons” coïncide plus ou moins avec la limite du style présuperficiel (en nappes) du Cristallin des Tatrides. Ce ne sont que les parties méridionales des Tatrides, principalement les Basses Tatras, qui offrent un style tectonique profond, qui sont enracinées.

La notion de la continuation du Pennique méridional au Sud de la zone des klipptes est liée au changement des points de vue sur la structure et la position des Tatrides et de la nappe de Manín, considérée comme „lien” entre la zone des klipptes et les Tatrides (Andrusov, 1968). L'espace pour un autre élément géotectonique ne pouvait se libérer qu'après l'attribution des membres antéalpiens, antéflyscheux de la nappe de Manín à une sous-unité de second ordre — de la nappe de premier ordre de Krížna (Mahel', 1979).

Nous donnons le nom de Vahikum (Mahel', 1981) au nouvel élément paléotectonique — continuation du Pennique méridional (Piémontais) des Carpathes Occidentales; il est particulièrement bien représenté dans la région du Váh. Nous avons donné à cet élément un nouveau nom parce que sa structure et ses autres traits ont certaines particularités qui le distinguent du Pennique des Alpes.

Nous envisageons la klippe de Klape ainsi que les membres plus jeunes de la nappe de Manín, les membres de la séquence flyscheuse du Crétacé moyen et supérieur comme „héritiers” du Vahikum introduits tectoniquement dans la zone des klipptes par le plissement laramien et les plissements ultérieurs. Tous les membres de la zone aux abords des klipptes, y compris le Crétacé de Brezova et le Paléogène avoisinant la zone des Piénines sont les „héritiers” du Vahikum.

En tant qu'unité structurale la zone des klipptes se présente comme très hétérogène, constituée d'unités inhérentes aux Piénines du type insulaire — type Pennique médian, de nappes de flysch (nappe de Klape) de petites dimensions charriées de la partie sud du Vahikum — analogue du Pennique méridional et de la partie frontale des nappes subtatrides, notamment de la Krížna et Manín.

La partie essentielle de la zone du flysch représente la continuation du flysch rhéno-danubien, donc la continuation directe ou indirecte du Pennique septentrional (Mahel', 1978; Roth, 1967).

Dans la direction des Carpathes Orientales, on observe la continuation de la zone des klipptes avec la zone attenante liée génétiquement au Vahikum, représentées par les complexes du Crétacé supérieur et du Paléogène, le Jurassique noir avec les roches basiques (Dolenko, Danilovič, 1976). Les unités des Carpathes Occidentales centrales, notamment le Tatrikum et le Veporikum, rétrécies, continuent, selon nous, vers l'Est dans le soubassement de la dépression trans-Carpathique.

Un changement plus marqué du plan structural des Carpathes Occidentales est réalisé par la terminaison de la zone des klipptes et la bifurcation du „sillon” (Trog) océanique-paraocéanique d'où part le Vahikum. Son rameau méridional se courbe près du bord occidental du bloc des Apuseni vers le „sillon” de Szolnok (Mahel', 1978), „héritier” du „sillon” jurassique-crétacé plus ancien (Sepesházy, 1973). Ce rameau du „sillon” sépare les Apuseni comme bloc indépendant du bloc uni austroalpin — centro-carpathique (fig. 5).



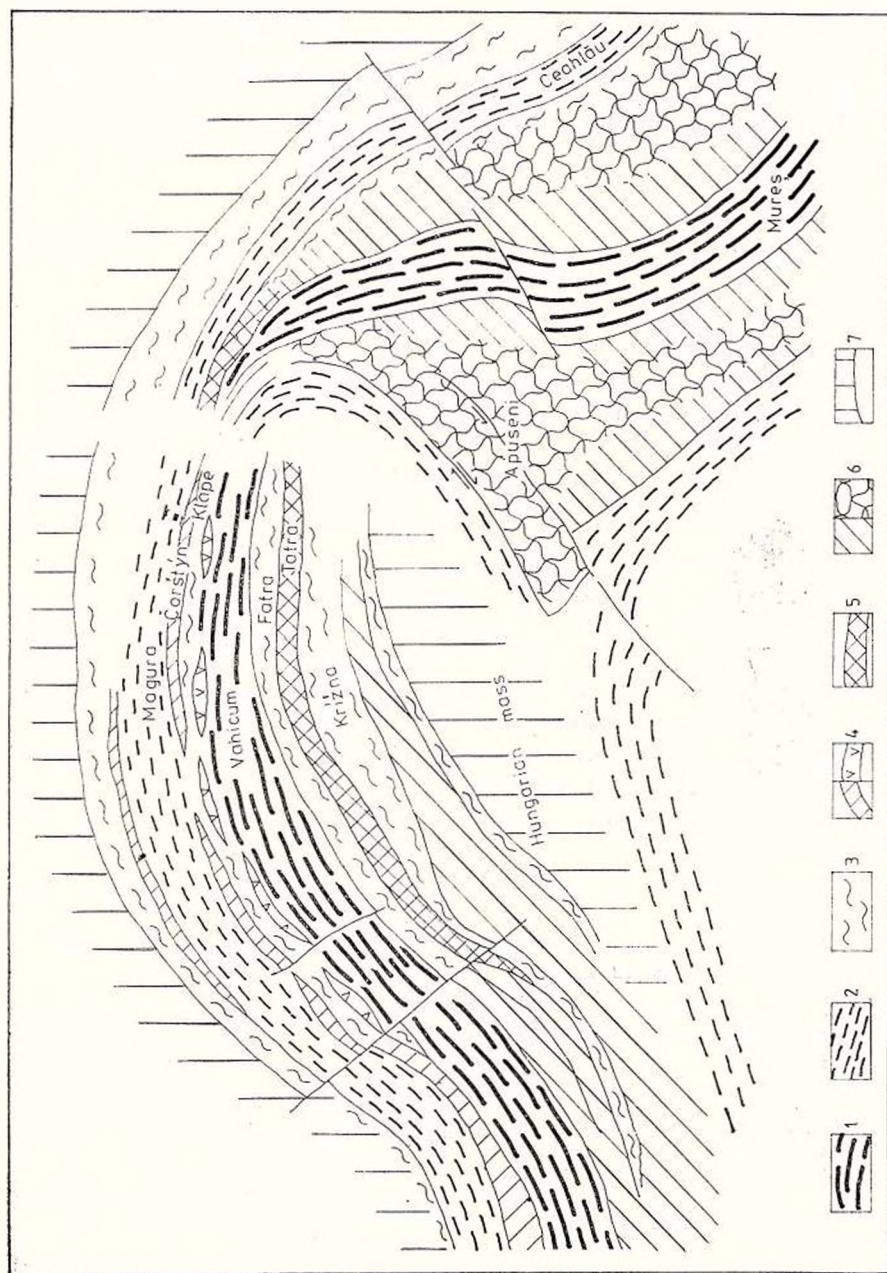


Fig. 5. — Image paléogéographique des Carpathes à la fin du Jurassique et au Crétacé inférieur (M. Mahé).
 1, sillons à type océanique de la croûte; 2, sillons à type paraocéanique de la croûte; 3, sillons à croûte continentale peu épaisse; 4, cordillères d'une partie des zones insulaires; a, à l'activité volcanique; 5, seuils intraocéaniques mobiles segmentés; 6, seuils intraocéaniques larges; a, stables; 7, seuils (plateaux continentaux), plaques.

Le rameau septentrional se réunit au Transylvanikum sensu Săndulescu (1973) et sépare en coulissage le bloc centro-carpatique du bloc dacique (cristallino-mésozoïque).

Le but de notre communication est de montrer le parcours des „sillons” océaniques à travers plusieurs segments des Alpides en insistant sur les particularités des divers segments et les différences de segmentation avec rôle particulier des blocs intragéosynclinaux de différents types.

BIBLIOGRAPHIE

- Andrusov D. (1968) Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. *Vydav. Slov. akad. vied.*, p. 1–188, Bratislava.
- Bajaník Š., Reichwalder P. (1979) Outline of the paleotectonic development of the Gemic and its relations to adjacent tectonic units. *Ved a. Vydavatel'stvo SAV*, p. 141–154, Bratislava.
- Dolenko G. N., Danilovič L. G. (1976) Novoje očeniye o geosinklinalach i jeho primenenije v Ukrajin'skich Karpatach. *Geol. zbor. Slov. akad. vied., Geol. carpathica*, 27/1, p. 1–10, Bratislava.
- Kantor J., Rybár M. (1979) Radiometric ages and polyphasic character of Gemic granites. *Geol. zbor. Geol. carpathica*, 4, 30, p. 433–448, Bratislava.
- Leško B., Varga I. (1980) Alpine elements in the West Carpathian structure and their significance. *Miner. slovac*, 12, 2, p. 97–130, Bratislava.
- Mahel' M. (1974) Tectonics of the Carpathians-Balkan regions. Introductory articles. *Geol. ūstav D. Štúra*, p. 9–52, Bratislava.
- (1978a) Manín unit, relation of Klippen Belt and Central West Carpathians. *Geol. zbor. Geol. carpathica*, 29, p. 197–214, Bratislava.
 - (1980) Periklippen zone: nearer characterization and significance. *Miner. slovac*, 12, 3, p. 193–207, Bratislava.
 - (1980 b) Sú granitoidné masívy Malých Karpát prikrœmi? *Miner. slovac*, 12, 2, p. 185–187, Bratislava.
- Mišík M. et al. (1980) Chromian and ferrian spinels from Cretaceous sediments of the West Carpathians. *Miner. slovac*, 12, 3, p. 209–228, Bratislava.
- Mock R. (1978) Knowledge recently gained about the southern parts of the West Carpathians. In: *Paleogeographical evolution of the West Carpathians*. D. Štur. geol. Inst., p. 321–341, Bratislava.
- Oberhauser R. (1968) Beiträge zur Kenntnis der Tektonik in der Paläogeographie während der Oberkreide und des Paläogens im Ostalpen-raum. *Jb. geol. Bundesanst. B–A*, 111, p. 115–145, Wien.
- Pahr A. (1975) Neue Erkenntnisse zur Geologie der Rechnitzer Schieferinsel und deren Konsequenzen für den Antimonbergbau. *Berg. u. hüttenmänn. Mh.*, 120, 2 Abb., p. 492–495.
- Pospíšil L., Filo M. (1980) Centrálné tiazové minimum Západných Karpát a jeho interpretácia. *Mr. slovac*, 12, 2, p. 149–164, Bratislava.
- Săndulescu M. (1973) Essai de reconstitution des éléments préparoxysmaux alpins des Dacides (Internides) orientales. *Rév. roum. géol., géogr., géophys., Géol.* 17, 1, București.



- Szepesházy K. (1973) A Tiszántúl északnyugati részének felsőkréta és paleogén kori képződményei. Akad. Kiadó, Budapest.
- Wein Gy. (1978) Alpine Type Tectogenesis of the Carpathian Basin (in Hung). *Ann. Rep. Hung. Geol. Inst. of 1976*, p. 245–256, Budapest.

QUESTIONS

V. Iancu: In the basement of the mentioned Alpine units, are there also older (than Hercynian) granitoid bodies (Caledonian or pre-Caledonian) with similar relations in respect to basic and ultrabasic rocks (pre-Hercynian too)?

In the South Carpathians (Romania) there are older granitoid bodies (610 m.y.) with Caledonian metamorphic and deformational overprint in tectonic relations with the metamorphosed (blastomylonitic) basic and ultrabasic rocks. These older rocks and tectonic lines are cut by Hercynian granitoid bodies.

Answer: In the South Carpathians, in my opinion, it is necessary to take into account the polycyclic evolution of granitoids. In the distribution of basic rocks it is necessary to distinguish primary intrusives and effusives. Effusives may overlie granitoids, but they were formed along their margins. It is important that thick basic rocks segments are genetically bounded by troughs and grabens.

P. Beck Mannagetta: Die Alters bestimmungen des Granites von Eisenkappel haben ein jungpaläozoisches und kein alpidisches Alter ergeben.

Answer: Nach neueste radiometrische Daten auch als jungalpidisch betrachtete granite von Eisenkappel zeigen nur teilureise oligozänes Alter. Die grundmasse ähnlich als bei Gerneriden graniten ist jungpaläozoisch. Die Mehrzahl der granitoiden zeigt mehrcyclisches Alter.

DISCUSSIONS

M. Schwaab: The demonstrated model is a model of the Carpathian Fold Belt. In the Hercynian Fold Belt we cannot see the distribution between thin crust and troughs and thick crust and ridges.

K. Birkenmajer: It should be remembered that the rifts may also develop in zones of thicker crust; e.g., the mid-Atlantic rift developed along the median part of the Long Caledonian chain (now represented by the Scandinavian Savibard and Greenland branches).

Relocation of oceanic rifts does often happen as it is shown by the history of the Atlantic Ocean, during the past 60 m.y. (relocation of the Aegir Ridge to the present-day position of the Kolbeinsey Ridge). This may have also happened during the Mesozoic history of the Alpine-Tethyan realm.





NOUVELLES DONNÉES SUR LES RAPPORTS STRUCTURAUX ENTRE LES CARPATHES MÉRIDIONALES ET LA DÉPRESSION GÉTIQUE ¹

PAR

CONSTANTIN MOTAŞ ²

Introduction

La puissante transgression du Néogène supérieur sur toute la longueur du flanc sud et sud-est des Carpathes Méridionales, entre la Vallée de l'Olt et le Danube cache la nature des rapports existants entre cette grande unité tectonique et la dépression gétique qui se trouve au sud.

Des précisions importantes à ce sujet-là ont été fournies par un forage profond de prospection implanté à Ciovrnăşani, tout près du Danube, sur la direction d'extension sud-ouest de la dépression gétique.

Le profile lithostratigraphique du forage E Ciovrnăşani

Les forages C, D, F et G ont signalé auparavant la position structurale élevée des calcaires massifs appartenant au Jurassique supérieur sur la zone centrale de la structure Ciovrnăşani, qui, en effet, a représenté la raison de l'implantation du forage de prospection E.

Jusqu'à la profondeur finale de 4005 m, le forage E a rencontré les limites géologiques suivantes ; Pliocène-Sarmatien = 1116 m ; Sarmatien-Malm = 1426 m ; Malm-Trias (Lias?) = 2381 m ; Trias (Lias?)-Miocène inférieur (faille) = 2645 m ; Miocène inférieur-Badénien (faille) = 3561 m ; Badénien-Oligocène = 3636 m ; Oligocène-Eocène = 3770 m.

Le Pliocène et le Sarmatien qui constituent la couverture transgressive, sont représentés par des marnes à minces intercalations de sables et de grès et, dans la partie basale, par des conglomérats.

Le Malm est représenté par une série massive de calcaires blanchâtres, gris ou jaunâtres, située sur l'intervalle Callovien-Tithonique ³, semblables aux calcaires du Jurassique supérieur des Carpathes Méridionales et de la plate-forme moesienne.

¹ Note présentée au 12ème Congrès de l'Association Géologique Carpatho-Balkanique, le 8-13 septembre 1981, Bucarest, Roumanie.

² Institut de Recherches et d'Etudes pour le Pétrole et les Gaz, str. Toamnei 103, Bucarest, Roumanie.



Le Trias est constitué par une alternance d'argiles et de marnes gréseuses grises, grès calcitiques gris, grossiers et de conglomérats gris. Son âge est donné par un niveau à microfaune ladinienne.

A 2645 m profondeur, par l'intermédiaire d'une faille de chevauchement, on se trouve dans une série de conglomérats massifs, à ciment calcitique ou calcaire-argileux, d'une couleur brune-chocolat, grise ou verdâtre, considérée comme Miocène inférieur.

A 3561 m profondeur, le forage E a rencontré une deuxième faille de chevauchement grâce à laquelle les conglomérats miocènes inférieurs reposent sur un complexe d'argiles gréseuses noirâtres aux intercalations de conglomérats, attribué au Badénien supérieur, suite à son riche contenu microfaunistique.

L'Oligocène est représenté par des argilites gréseuses gris-foncé et noirâtres aux minces intercalations de grès gris calcitiques et se dispose sur une série de conglomérats massifs gris qui présente des ressemblances lithologiques avec les conglomérats de Săcel et Țicleni, et appartient en conséquence à l'Eocène.

Considérations d'ordre tectonique

Selon les données fournies par les puits forés, au-dessus du plan de transgression du Sarmatien, la structure Ciovrnășani prête l'allure d'un plis anticlinal faillé ayant de dépôts jurassiques et triasiques dans l'axe, tandis que sur le flanc septentrional, normalement développé, une succession constituée de dépôts crétacé supérieurs, eocènes, miocène inférieurs et badéniens (fig. 1).

L'inclinaison accentuée vers le sud-est du plan d'érosion par lequel le Sarmatien vient en contact avec les têtes tronquées du Miocène inférieur, de l'Eocène et du Jurassique, suggère l'inclinaison de la structure dans cette direction par suite des mouvements de charriage qui ont entraîné cette structure. Sur le plan de la faille de chevauchement qui influence la zone axiale, les dépôts jurassiques et triasiques sont arrivés au-dessus de certaines formations beaucoup plus jeunes appartenant au Miocène inférieur, ou bien encore, au Badénien et au Paléogène, mettant ainsi en évidence l'ampleur exceptionnelle de ce chevauchement.

Sur les profils sismiques achevés dans le secteur Ciovrnășani, le matériel prélevé ne peut pas être interprété quant à sa tectonique compliquée, tandis qu'il n'y a que quelques horizons refléteurs plus clairs indiquant des inclinaisons constantes vers le nord-ouest. Vers le sud-est on passe soudain dans le régime structural paisible de la plate-forme moesienne. La pénétration dans le Mésozoïque de la plate-forme moesienne, marquée par un horizon sismique caractéristique, se situe dans ce secteur à environ 4700 m profondeur, tandis que l'entrée dans les calcaires jurassiques supérieurs est estimée à environ 5000 — 5300 m.

Il s'ensuit donc que le long de seulement 2 km au sud du puits E, le Jurassique descend de 1426 m jusqu'à 5300 m, donc d'environ 4000 m, un chiffre qui nous édifie sur l'ampleur de la ligne de chevauchement de Ciovrnășani (fig. 1).



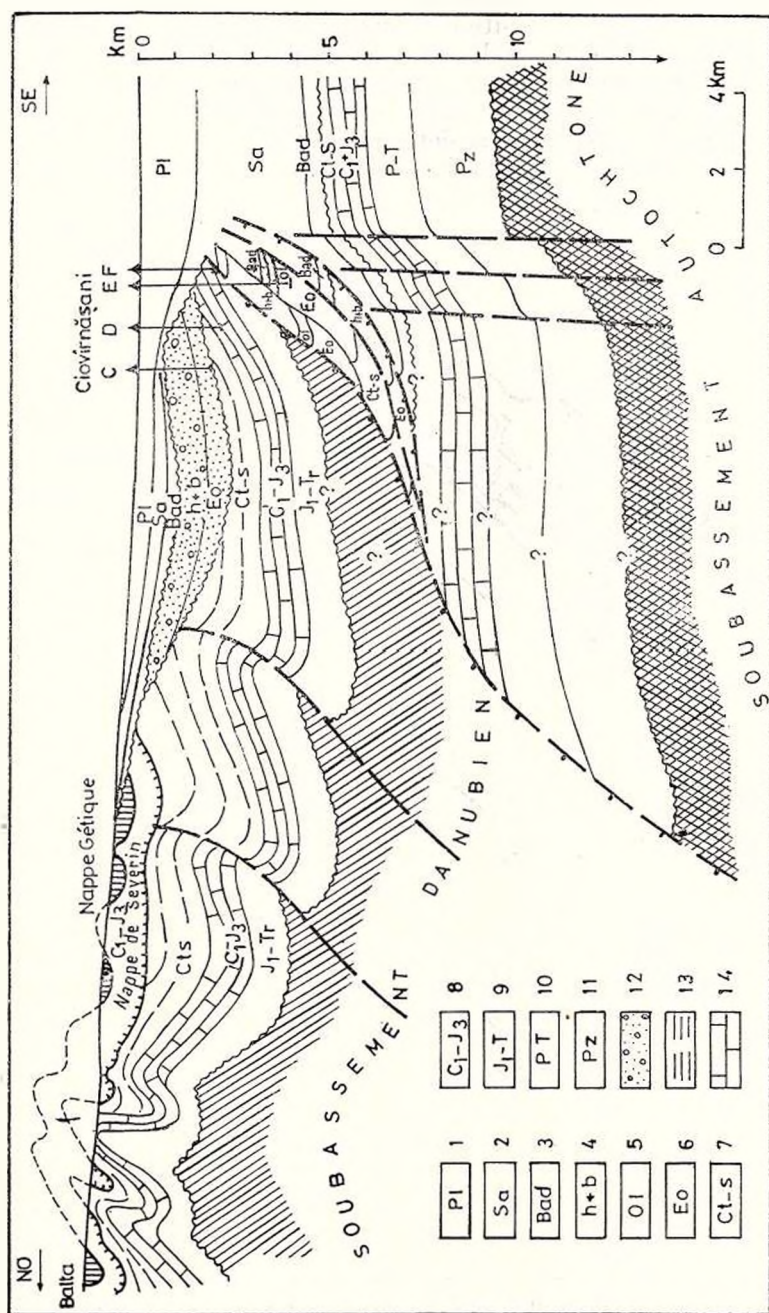


Fig. 1. — Coupe géologique transversale par Ciovrănașani.

1, Pliocène; 2, Sarmatic; 3, Badénien; 4, Helvétien-Burdigalien; 5, Oligocène; 6, Eocène; 7, Turonien-Sénénien; 8, Néocomien-Malm; 9, Lias-Trias; 10, Permo-Trias; 11, Paléozoïque; 12, molasse; 13, flysch; 14, faciès épicontinental.

Le puits K. Ritcova situé en R. S. F. Yougoslavie, au sud de Turnu Severin, structuralement placé dans la position de la structure Ciovrnășani, a mis en évidence la position structurale élevée du Jurassique supérieur (1864 m), recouvert sur la zone axiale par un Miocène mince et un Badénien. La ligne tectonique Ciovrnășani passe donc par l'est, entre ce puits et le puits L de Deveselu-Chilia qui a ouvert une section paléozoïque épaisse dans la plate-forme moesienne (fig. 2).

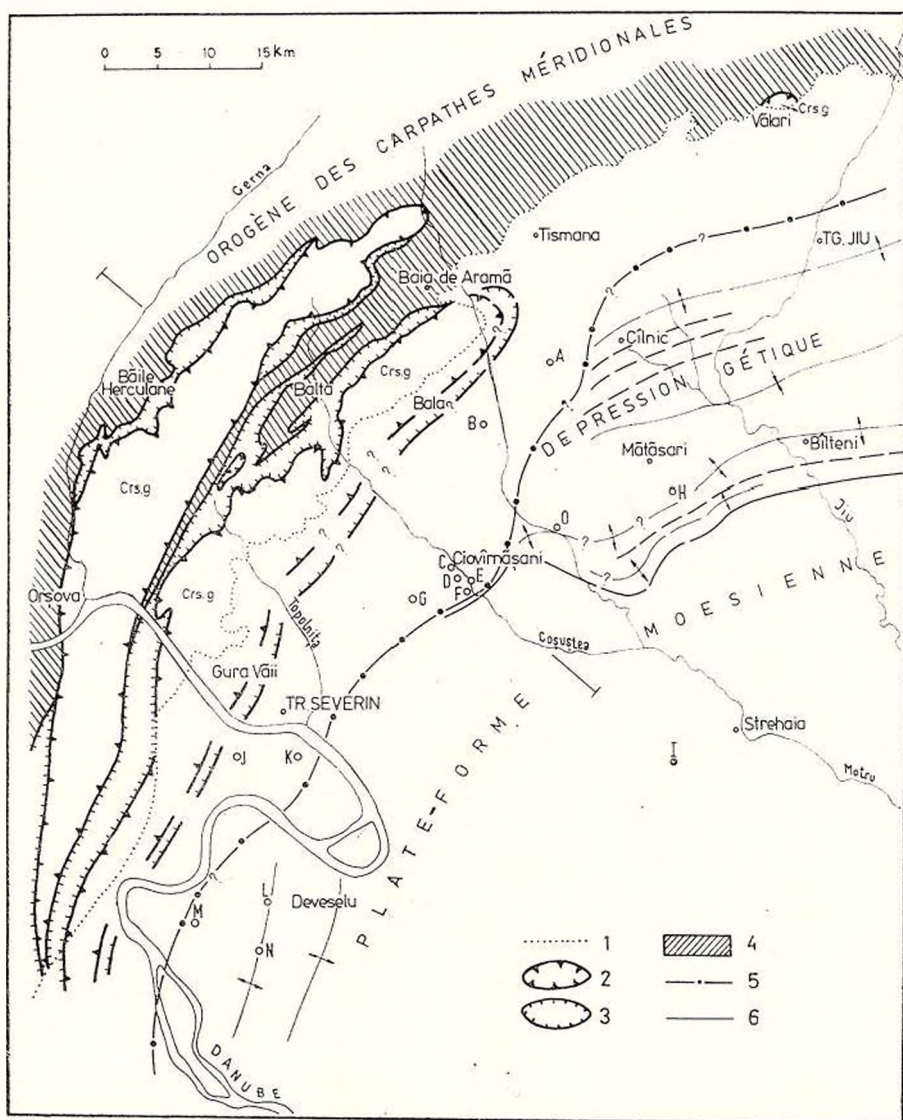


Fig. 2. — Esquisse tectonique dans la région de Ciovrnășani.

1, limite de transgression du Tertiaire de la dépression gétique sur la bordure N—O; 2, la nappe gétique; 3, la nappe de Severin; 4, le domaine danubien; 5, la ligne tectonique Ciovrnășani; 6, la ligne péricarpathique.

Dans le secteur au nord de Ciovrnăşani, on a poursuivi cette faille à partir des données sismiques sur la direction nord-nord-est (Lascău, 1973).

En 1968, Băncilă a signalé la présence d'un accident tectonique sur la direction Ciovrnăşani-Turnu Severin, auquel il a donné l'importance d'un charriage précrétacé supérieur.

Plus tard, en 1976, Săndulescu, dans son schéma tectonique des Carpathes et des Balkans, a tracé cet accident tectonique sur la même direction, tout en lui prêtant le rôle d'une importante faille transversale, qui produit le décrochement vers le sud des Balkans par rapport aux Carpathes.

La ligne tectonique Ciovrnăşani, généralement orientée nord-est-sud-ouest, semble délimiter la bordure externe, structuralement élevée du domaine danubien (autochtone) des Carpathes Méridionales, avec son sédimentaire mésozoïque. Les puits, A, B et J, ont démontré que l'extension vers l'est des deux nappes de chevauchement superposées du Plateau Mehedinţi, de la nappe gétique et la nappe de Severin (Codarcea, 1940) est limitée.

Cette ligne tectonique coupe transversalement les principaux alignements structuraux dans la dépression gétique, la faille péricarpathique y comprise, suggérant leur continuation au-dessous de son plan de charriage. Dans le puits E, le sédimentaire de la dépression gétique est représenté par la succession de dépôts paléogènes, miocène inférieurs et badéniens, étroitement plissés et écrasés par les deux unités structurales majeures. Il est possible que ces dépôts soient présents aussi vers le sud, attrapés sous le chevauchement de la même ligne tectonique, comme le suggère la présence de certains paquets de sel gemme au Badénien, intercepté par le puits M, à l'ouest de Deveselu (fig. 2).

Conclusions

La structure Ciovrnăşani représente un élément tectonique mésozoïque situé sur la bordure externe du domaine danubien des Carpathes Méridionales, qui chevauche, vers le sud-est, les dépôts paléogènes, miocène inférieurs et badéniens appartenant à la dépression gétique.

Cet arrangement structural se trouve, à son tour, selon les données de prospection sismique, en position de chevauchement, au-dessus des formations de la plate-forme moesienne, ce qui, localement, mène à la superposition verticale des trois unités structurales majeures.

L'ampleur particulière des décalages entre les compartiments produits par ces chevauchements (environ 4000 m sur une distance de seulement 2-3 km) met en évidence l'importance que l'on doit donner à cette ligne de charriage, ci-nommée „la ligne tectonique Ciovrnăşani”.

On a défini l'arrangement structural de Ciovrnăşani dans la phase d'orogénèse attique du Sarmatien moyen.

La ligne tectonique Ciovrnăşani correspond probablement en profondeur à la ligne de contact tectonique, entre les Carpathes Méridionales et la plate-forme moesienne, qui comprennent également, à Ciovrnăşani, la dépression gétique. Cette dernière, bien limitée comme étendue, se ferme définitivement au sud de Turnu Severin.

Grâce à la similitude des rapports structuraux créés, la ligne tectonique Ciovrnăşani, qui délimite la bordure externe élevée du domaine danubien des Carpathes Méridionales doit correspondre et continuer l'accident tectonique régional qui, en Bulgarie, sépare les Prébalkans (équivalent du domaine danubien) de la plate-forme moesienne.

³ Les échantillons prélevés du forage E Ciovrnăşani ont été datés stratigraphiquement à l'aide des études de la microfaune et la microflore par les chercheurs de l'Institut de Recherche et d'Etudes pour le Pétrole et les Gaz, Bucarest (I. Costea, F. Negoită, D. Comşa, N. Dăneţ et N. Balteş).

BIBLIOGRAPHIE

- Băncilă I. (1968) Raionarea tectonică a Republicii Socialiste România. *Comunicări de geologie*, IV, Soc. Şt. Nat. Geogr., *Bul. Soc. Şt. Geol.*, X, Bucureşti.
- Codarcea A. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Méridional et du Plateau Mehedinţi. *Ann. Inst. Géol. Roum.*, XX, Bucureşti.
- Lascău Gh. (1973) Interpretarea geologică a datelor geofizice din Oltenia de vest. Rapport, archives de l'Institut de Recherches et d'Etudes pour le Pétrole et les Gaz, Bucureşti.
- Săndulescu M. (1976) La corrélation structurale du tronçon oriental avec celui méridional des Carpathes roumaines. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, L XII/5, Bucureşti.



L'AVANT-FOSSE CARPATHIQUE ROUMAINE. EVOLUTION ET CONTENU¹

PAR

CONSTANTIN MOȚAȘ², LUCIAN TOMESCU²

Les connaissances sur l'avant-fosse sont synthétisées dans la Carte tectonique de la Roumanie, dressée en 1962 et revue en 1968 par le regretté professeur I. Dumitrescu et par ses collaborateurs proches : M. Săndulescu, V. Lăzărescu et d'autres. Sur cette carte, l'avant-fosse carpathique est délimitée à l'intérieur par la bordure de la zone paléogène (en Moldavie et Valachie) et par la ligne centrale carpathique en Olténie. A l'extérieur, elle est délimitée par une zone de seuils marginaux situés sur la bordure de l'avant-pays.

Deux événements importants ont eu lieu depuis : l'un concernant l'avalanche d'informations obtenues grâce aux sondages très profonds, l'autre — la révolution des concepts géodynamiques. Ces deux événements ont permis de compléter l'image sur les modèles géologiques conçus dans l'esprit classique, surtout à l'égard de l'avant-fosse.

Avant d'aborder le problème à fond, on devrait mentionner que l'avant-fosse a été traitée comme sujet par Rădulescu et Săndulescu (1973 ; Rădulescu et al., 1976) dans leurs exposés sur l'évolution géodynamique des Carpathes, tenant compte des principes de la nouvelle tectonique globale. On doit également souligner qu'il y a longtemps, le regretté professeur Gavăț (1938) a essayé de lier l'image gravimétrique régionale à l'avant-fosse, tentative récemment reprise par Airinei (1966). On ne pourrait négliger les contributions importantes des résultats sismiques notamment le long de la faille péricarpathique, synthétisés en plusieurs reprises (1966, 1969, 1980) par Dîcea et ses collaborateurs.

L'exposé ci-présent tentera d'approfondir les problèmes sur l'évolution et le contenu de l'avant-fosse carpathique sur le territoire de la Roumanie ainsi que sa délimitation grâce aux données géophysiques régionales et aux forages de haute profondeur.

¹ Note présentée au 12ème Congrès de l'Association Géologique Carpatho-Balkanique, le 8-13 septembre 1981, Bucarest, Roumanie.

² Institut de Recherches et d'Études pour le Pétrole et les Gaz, str. Toamnei 103, 72152 Bucarest, Roumanie.



Pour arriver enfin au fond du problème, on se rappellera que les premiers profils sismiques, qui ont traversé l'avant-fosse interne, au nord de la Moldavie, ont mis en évidence, à l'aide d'un marqueur caractéristique, l'extension de la plate-forme par dessous la molasse inférieure et même par dessous la zone du flysch paléogène. Les forages ont tout de suite confirmé la sismique, démontrant le caractère de nappe de l'unité péricarpathique et partiellement, de l'unité externe. Ensuite, chaque année, les forages profonds ont permis de généraliser ce caractère pour toute la bordure extérieure de l'unité péricarpathique, à partir de Bucovina et jusqu'en Olténie. A souligner, entre outre, que la largeur maximale de la zone vérifiée par les forages comme nappe est de 18 km, tandis que la largeur maximale de la zone miocène ne dépasse pas 30 km. Il n'y a que 12 km à vérifier, afin de démontrer que le contenu de l'avant-fosse interne représente en effet une nappe, parfois pelliculaire, flottant sur la zone affaissée de la plate-forme. Ce fait est déjà établi pour Bucovina, car la plate-forme devance la bordure intérieure de la zone miocène et s'étend sur plus de 10 km par dessous la zone crétacé-paléogène. Par contre, dans la zone Focşani-Buzău, la plate-forme semble s'arrêter droit devant la zone miocène.

Cela signifie que l'avant-fosse, engendrée par des processus tectoniques fort divers, n'obéit pas aux lois connues à la surface. La question se pose alors où se trouve actuellement la bordure de la plate-forme, ou, autrement dit, où se trouve l'axe profond de l'avant-fosse. Ce dernier est sans doute situé à de si grandes profondeurs que la sismique et les forages ne peuvent encore formuler une réponse. Pourtant, on dispose d'hypothèses orientatives et d'images géophysiques régionales qui permettent d'estimer l'extension de la plate-forme. Par exemple, si l'on considère la largeur moyenne de la molasse inférieure de 20—25 km et on opère la translation de cette unité au-delà des forages les plus avancés vers l'intérieur qui ont percé la plate-forme, on constate que l'avant-fosse interne se situe (à l'exception du tronçon Focşani) à la proximité de l'anomalie gravimétrique du minimum régional.

Pourtant, théoriquement, l'avant-fosse est constituée de deux flancs : épiorogénique et épieratonique, aux dimensions à peu près égales (fig. 1). Si l'on tient compte que la molasse inférieure connue en affleurement appartient entièrement au flanc interne carpathique, il faut redoubler les distances de translation pour faire place au flanc externe de l'avant-fosse. Par conséquent, d'autant plus que les dimensions ont été considérées restrictivement, on peut estimer que l'axe originel de l'avant-fosse interne se trouvait au-delà de l'anomalie de minimum minimorum et que les dépôts de la molasse inférieure représentent en effet une nappe de charriage.

Il convient de préciser que l'image gravimétrique met en évidence une anomalie négative de minimum minimorum située soit dans la zone crétacé-paléogène (fig. 2), soit dans la zone miocène (fig. 4,5), soit dans la zone pliocène (fig. 3). Elle a une orientation carpathique, mais ne se raccorde que rarement à la géologie de surface. Naturellement, cette anomalie reflète une source géologique profonde qu'on pourrait situer au niveau du soubassement de plate-forme. C'est la prémisse qui s'impose par l'ana-



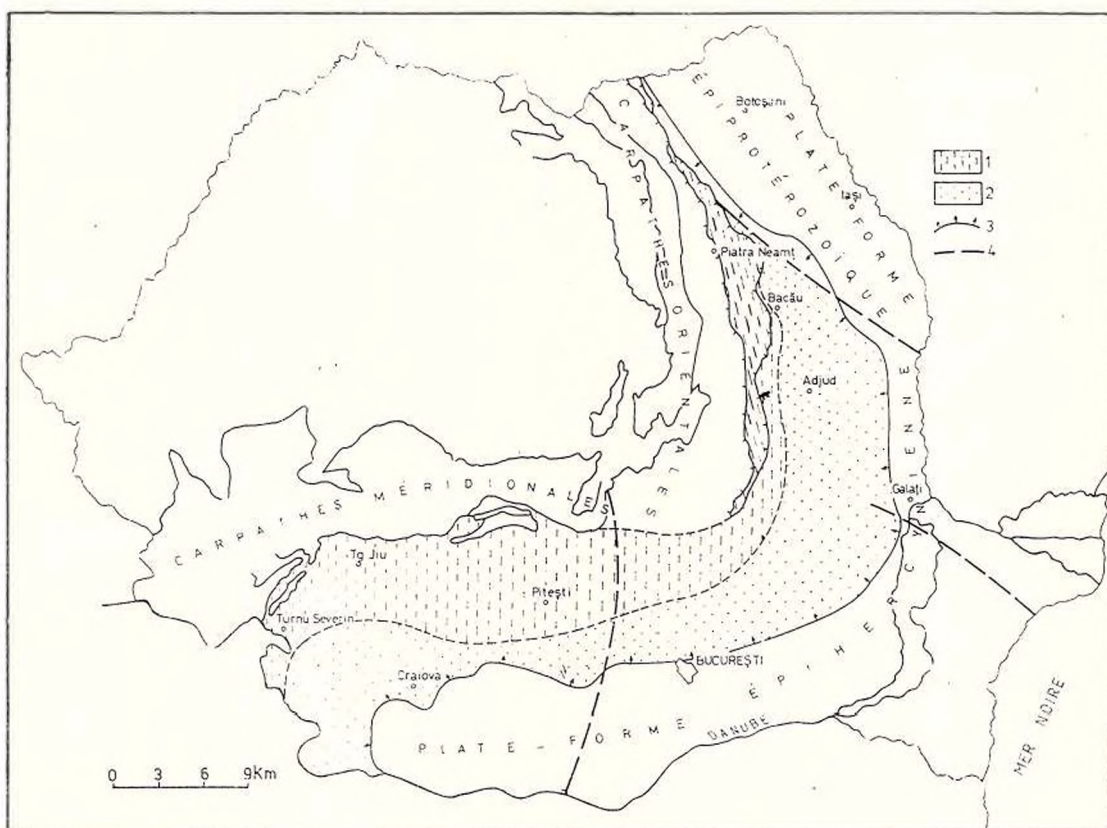


Fig. 1. — L'avant-fosse carpathique délimitée sur la carte tectonique de la Roumanie.

1, zone interne; 2, zone externe; 3, flexures; 4, fractures.

lyse comparative des images gravimétriques et sismiques contrôlées par des forages sur l'avant-pays. La corrélation gravimétrie-forages de grande profondeur vient de montrer à son tour que sur la distance comprise entre les forages les plus avancés qui ont atteint la plate-forme et le centre de l'anomalie négative on ne voit aucun changement important indiquant la fin de la plate-forme en deçà de la zone centrale de l'anomalie négative. De même, le forage de Chilia situé sur la fermeture SO de l'anomalie mentionnée, tout près de la zone axiale, témoigne par ses résultats l'appartenance du flanc externe de l'anomalie négative gravimétrique à l'avant-pays.

On obtient le même résultat par la corrélation des images gravimétriques et magnétiques. Dans la planche, on peut aisément voir que toutes les anomalies magnétiques à orientation préalpine, spécifiques à l'avant-pays, s'étendent jusqu'au centre de l'anomalie gravimétrique négative. Au-delà de cette zone, tous les axes gravimétriques et magnétiques, soit positifs, soit négatifs, sont alignés aux directions carpathiques. Enfin, dans la zone Focșani, où l'axe de l'anomalie respective occupe la position la

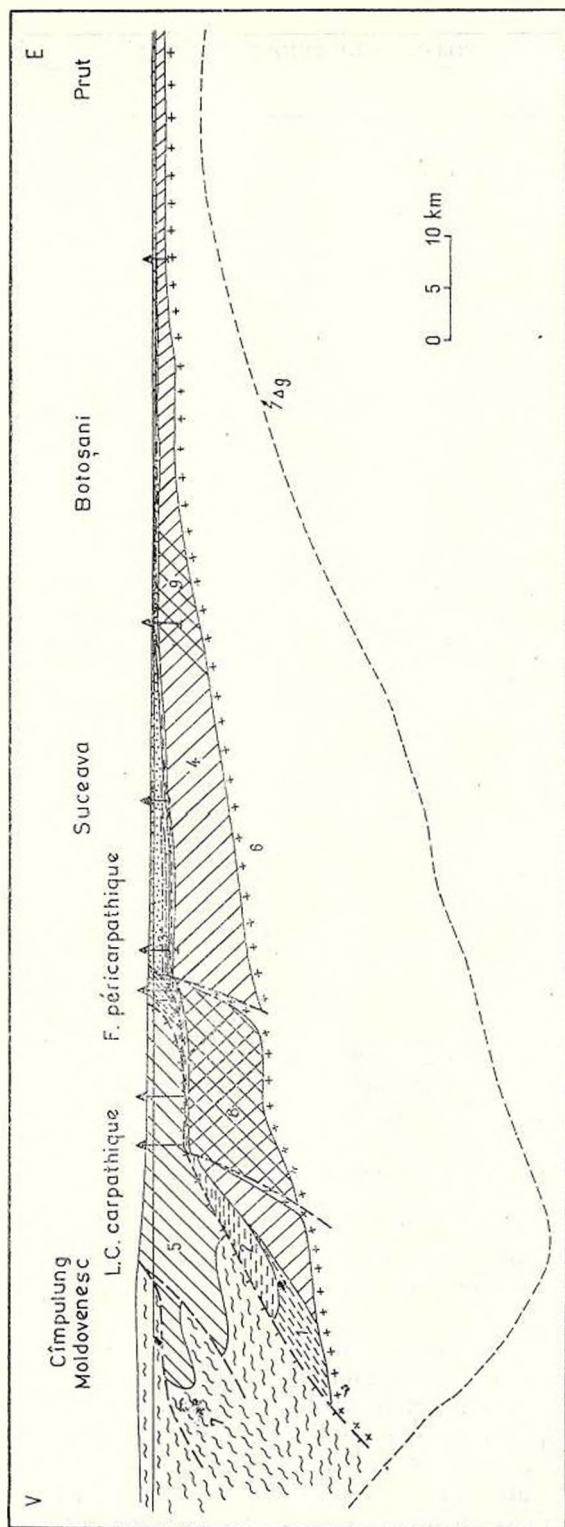


Fig. 2. — Coupe géologique traversant l'avant-fosse carpathique au nord de la Moldavie.

1, fosse interne (flanc interne) — molasse inférieure (Brd + IIC); 1', fosse interne (flanc externe) — molasse inférieure (Brd + IIC); 2, fosse médiane (flanc externe) — molasse moyenne (Bad + S₁); 3, fosse externe — molasse supérieure (S₁ + P₁); 4, sédimentaire méso-paléozoïque; 5, sédimentaire crétacé-paléogène (flysch); 6, socle de la plate-forme; 7, socle carpathique; 8, paléoantéclise périphérique; 9, flexure marginale.

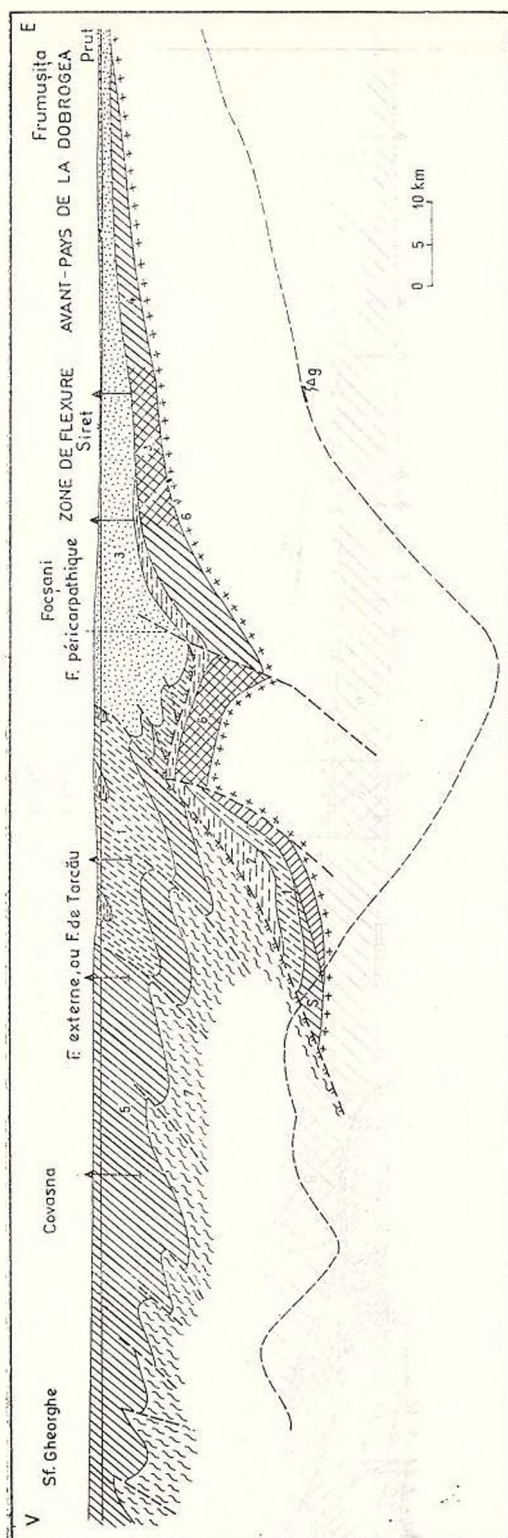


Fig. 3. — Coupe géologique traversant l'avant-fosse carpathique au sud de la Moldavie.

Même légende qu'à la figure 2.

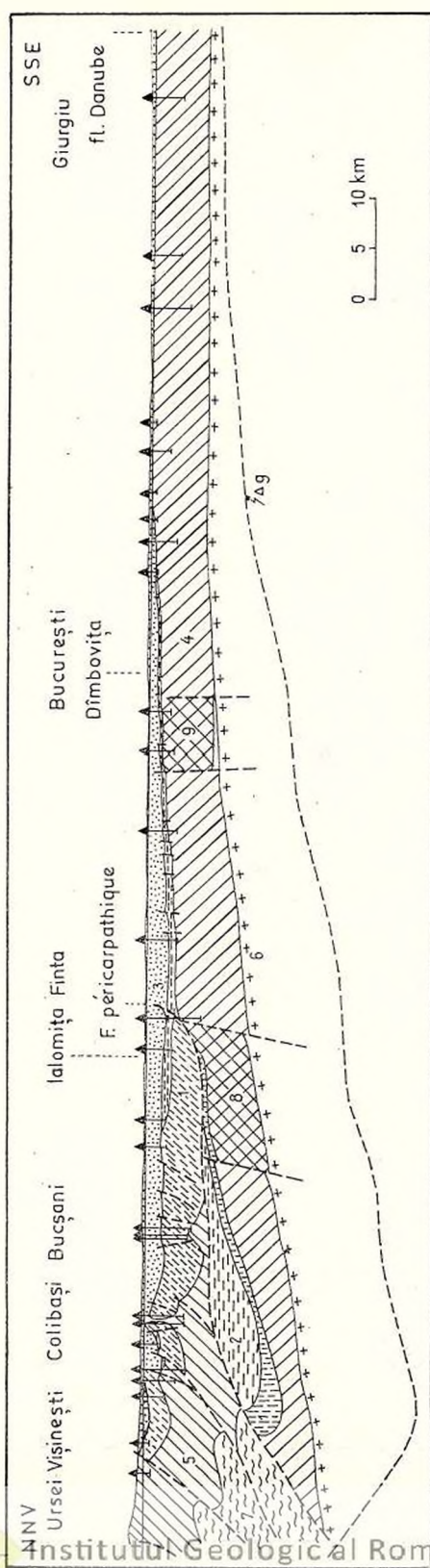


Fig. 4. — Coupe géologique traversant l'avant-fosse carpathique dans la Valachie.
Même légende qu'à la figure 2.

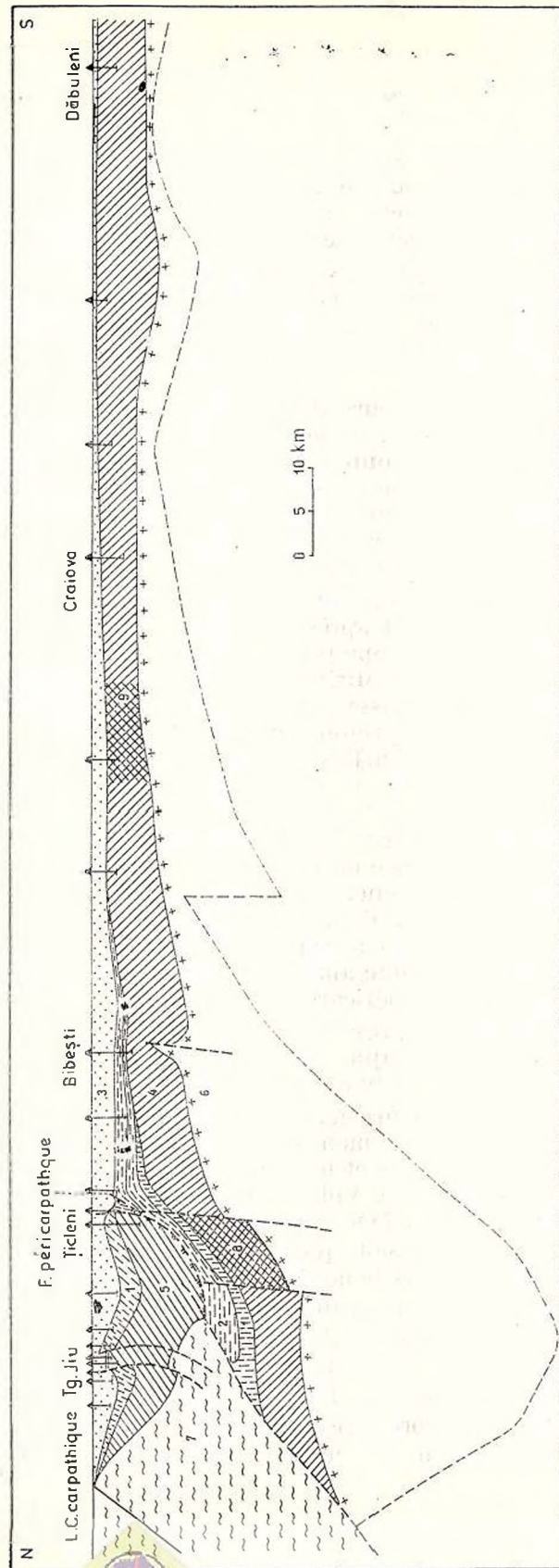


Fig. 5. — Coupe géologique traversant l'avant-fosse carpathique dans l'Ollénie.
Même légende qu'à la figure 2.

plus avancée vers l'avant-pays, la sismique soutient d'une manière certaine que le flanc externe de l'anomalie gravimétrique négative appartient à l'avant-pays. Tous ces arguments mènent à la conclusion que le flanc externe de l'anomalie gravimétrique négative appartient à l'avant-pays.

La prémisses exposée ci-dessus aboutit à l'idée que l'avant-fosse a subi une évolution progressive. En effet, si le minimum régional gravimétrique reflète le stade actuel de l'avant-fosse, alors la zone sarmato-pliocène ne représente que partiellement une avant-fosse (zone Focșani) et la fosse interne n'existe plus.

En détail, la fosse extérieure dont le siège central se situe droit devant la ligne péricarpathique, présente un flanc d'épiplate-forme et un flanc épicarpathique. Mais le soubassement carpathique du flanc interne est allochtone, ainsi que la fosse externe appartient en totalité à la plate-forme. Une exception serait la zone Vrancea-Focșani où, selon les données gravimétriques les sédiments d'origine carpathique ne semblent pas tout-à-fait désolidarisés de leur soubassement.

Ainsi, la zone Focșani pourrait être considérée comme une avant-fosse incipiente, mais seulement après la tectogenèse moldave c'est-à-dire après la mise en place de la nappe péricarpathique. Avant la tectogenèse moldave, sur la zone Bălcești-Mizil-Focșani il y avait une dépression dépourvue d'éléments d'avant-fosse, par conséquent appartenant à la plate-forme. Les forages de grande profondeur montrent que cette dépression a pris naissance au Volhynien-Bessarabien, entre le seuil Balș-Ciurești-Urziceni-Roman au sud et à l'est et l'antéclise Tg. Cărbunești-Sud-Pitești-Sud-Tîrgoviște-Ploiești-Buzău-Gh. Gheorghiu-Dej-Piatra Neamț-Gura Humorului au nord et à l'ouest. L'existence de cette antéclise est démontrée par l'absence ou l'épaisseur très réduite du Sarmatien moyen-inférieur. Lors du Pliocène, l'extension de cette fosse a été beaucoup plus grande sur ses deux ailes, mais la zone axiale n'a pas subi un déplacement visible par rapport à celle du Sarmatien. Cette extension a eu lieu à partir du Méotien, donc après l'affaissement de l'antéclise mentionnée et après le charriage péricarpathique.

Si le contenu de cette dépression est relativement uniforme au point de vue lithologique, la stratigraphie relève une évolution en deux étapes principales, séparées par la lacune kersonienne.

L'analyse des données de forage, plus précisément l'analyse des épaisseurs des formations néogènes, a montré que la séparation de l'avant-pays dans un domaine plate-formique et un domaine monoclinal, telle que connue actuellement, date depuis le Volhynien et constitue le résultat d'une tectogenèse moldave précoce. Deuxièmement, on doit ajouter à l'égard du flanc interne de cette dépression que la continuité des dépôts sarmatiens du centre de la dépression vers le nord et vers l'ouest est apparente. En réalité, une telle continuité ne pouvait avoir lieu qu'après l'affaissement de l'antéclise périphérique qui bordait la dépression à l'intérieur pendant le Sarmatien moyen-inférieur (fig. 6). Il y a certainement plusieurs endroits sur la nappe péricarpathique où le Bessarabien supérieur ou bien le Méotien recouvre en légère discordance le Sarmatien moyen-inférieur ou le Badénien, situation en apparence normale, mais il faut retenir que ces



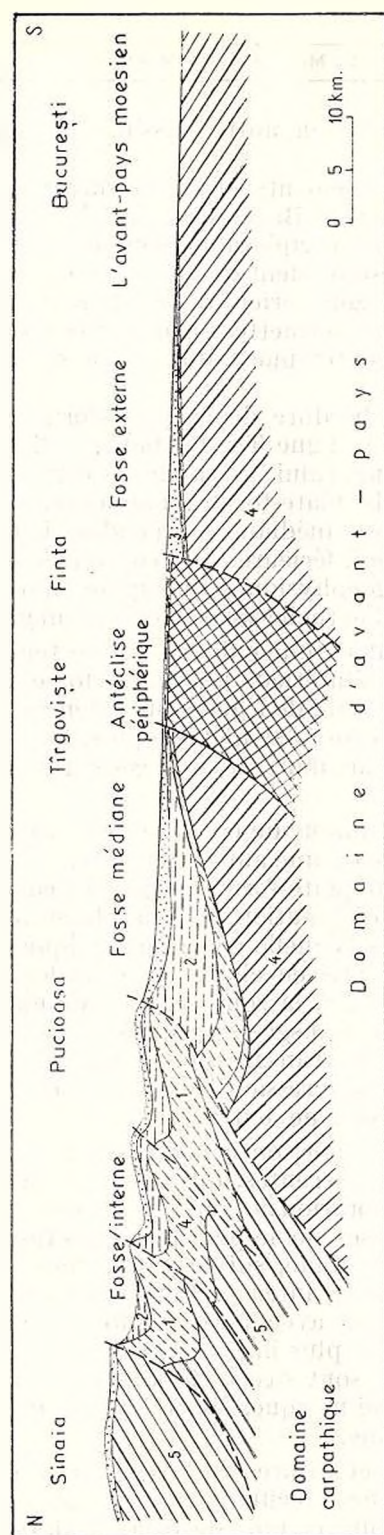


Fig. 6. — L'avant-fosse carpathique avant la tectogenèse moldave.
Même légende qu'à la figure 2.

derniers sont déposés dans un autre bassin, bien différent de celui de plate-forme.

Si l'on déroule les événements en arrière suivant les données de forage on constate que pendant le Badénien toute la zone comprise entre le seuil marginal et l'antéclise périphérique constituait un domaine d'avant-pays proprement-dit, presque identique à la zone méridionale de la plate-forme moesienne et à la zone orientale de la plate-forme moldave. Les épaisseurs du Badénien ne permettent pas d'y concevoir une fosse, mais on peut quand-même accepter une faible synéclise sur les zones Focșani et Bibești (fig. 6).

Par conséquent, la bordure de la plate-forme proprement-dite est considérée à présent sur la ligne Tg. Cărbunești-Pitești-Tirgoviste-Pătirlagele-Tg. Ocna-Gura Humorului. A partir de cette ligne vers l'intérieur la zone monoclinale de la plate-forme commence, afin de constituer le flanc externe de l'avant-fosse médiane, née pendant la tectogenèse styrienne tardive, quand la molasse inférieure s'est consolidée et émergée. A partir des considérants géologo-géophysiques, on suppose que le siège central de la fosse médiane se situe sur l'actuelle zone de minimum gravimétrique (fig. 6).

Ensuite, si l'on veut dérouler davantage le temps en arrière il faut s'imaginer plus loin vers l'intérieur une autre fosse qui a été remplie de molasse inférieure et qui a subi de légères subsidences pendant le Badénien et le Sarmatien (fig. 6). Cette fosse n'existe plus, mais on voit son contenu expulsé loin vers l'extérieur, dans ce qui constitue la nappe péricarpatique (fig. 2—5).

L'analyse de la dynamique de ces trois fosses, qui ont impliqué dans leur action, sous une forme ou une autre, des formations carpathiques aussi bien que des formations de plate-forme mène à la conclusion que, malgré leurs épisodes communs d'évolution, chaque fosse a son identité à soi. Ceci est bien marqué dans l'échelle géochronologique et dans l'espace par les moments où elles ont pris en charge la subsidence et l'accumulation principale. Dans ces moments, la zone centrale de chaque fosse représentait l'origine d'une grande transgression qui couvrait progressivement les zones voisines. Il s'agit de la transgression burdigalienne ayant pour origine la fosse interne, la transgression badénienne d'origine médiane et la transgression pliocène d'origine externe.

Au point de vue pétrolier, on conçoit que les trois fosses signifient trois unités potentielles différentes, qui donnent un total dont nos connaissances actuelles d'exploration ne couvrent que maximum 25%. L'étude comparatif de ces trois fosses sur le plan pétrogénétique donne la priorité incontestable à la fosse médiane, suivie par la fosse externe et puis aux dépôts provenus de la fosse interne. Cette hiérarchie des perspectives pétrolifères est bien conforme avec la répartition des gisements découverts dans la région. En effet, les plus importantes zones pétrolières de la Moldavie, Valachie et Olténie sont situées le long ou tout près du minimum régional gravimétrique, qui marque, dans l'esprit du présent article, le trajet de la fosse médiane.

Les tâches actuelles et futures de l'exploration dans cette zone sont de redoubler d'abord les efforts techniques pour explorer la séquence allochtone de la molasse inférieure et puis de pénétrer largement dans le sédi-



mentaire autochtone de la fosse médiane. Bien entendu, il faut continuer parallèlement les efforts d'exploration dans la fosse externe, à grande profondeur, pour les objectifs néogènes, aussi bien que pré-néogènes.

Les informations fournies par les forages de grande profondeur, corrélées aux images géophysiques, ont permis d'actualiser les concepts géologiques à l'égard de l'avant-fosse carpathique roumaine.

La prémisses fondamentale pour le schéma d'évolution conçu pour l'avant-fosse est que le minimum régional gravimétrique est dû au contact qui existe en profondeur, au niveau du socle, entre le domaine carpathique et le domaine de l'avant-pays.

On conçoit ainsi, dans l'évolution de l'avant-fosse, trois stades importants reflétés dans la nature des sédiments et dans leur paléogéographie et paléotectonique.

Le premier stade a dû être représenté par une avant-fosse interne (intérieure), née en compensation du soulèvement du flysch paléogène par suite de la tectogenèse savienne. Elle a été remplie par la molasse inférieure (Miocène inférieur). Le second a été une avant-fosse médiane, engendrée par la tectogenèse styrienne tardive, quand la molasse inférieure s'est plissée et relevée. Elle contenait des formations badéniennes et sarmatiennes. Le troisième est l'avant-fosse externe (périphérique), qui a pris naissance lors de la tectogenèse moldave précoce, en même temps avec la flexure marginale de la plate-forme. Elle a connu un important épanouissement au Pliocène, notamment après la tectogenèse moldave-attique qui a affecté l'avant-fosse interne et projeté son contenu sur l'avant-fosse médiane et partiellement sur celle externe, en fossilisant l'antéclise périphérique.

Selon leurs contenus sédimentaires, la fosse médiane, y compris sa séquence paléogène allochtone, et puis la fosse externe sont les plus importantes au point de vue pétrolier.

BIBLIOGRAPHIE

- Airinei St. (1967) Interpretarea anomaliilor gravimetrice și magnetice cu privire la structura adincă a unei zone petrolifere gazeifere dintre Valea Buzăului și Valea Prahovei. Thèse de doctorat. I.P.G.G. București.
- Barbu A., Sali L., Stănescu V. (1981) Unele conexiuni între ocurența petrolului în România și modelele tectonicii globale. *Mine, petrol și gaze*, 8, București.
- Barbu C. (1981) Tectonica fundamentului cristalin, bază de orientare a cercetării geologice pentru hidrocarburi la foarte mare adâncime. *Mine, petrol și gaze*, 10, București.
- Dicea O., Ali Mehmed E., Damian A. (1966) Contributions à l'étude de la tectonique de profondeur de la zone du flysch externe et de la zone néogène du Nord des Carpates Orientales. *Rév. roum. géol., géophys., géogr.*, 2, București.
- Tomescu L. (1969) Tectonica zonei externe a avanfosei carpatice din sectorul Motru-Buzău, în lumina datelor prospecțiunii seismice. *Stud. cerc. geol., geofiz., geogr., Geofiz.*, 7, 1, București.

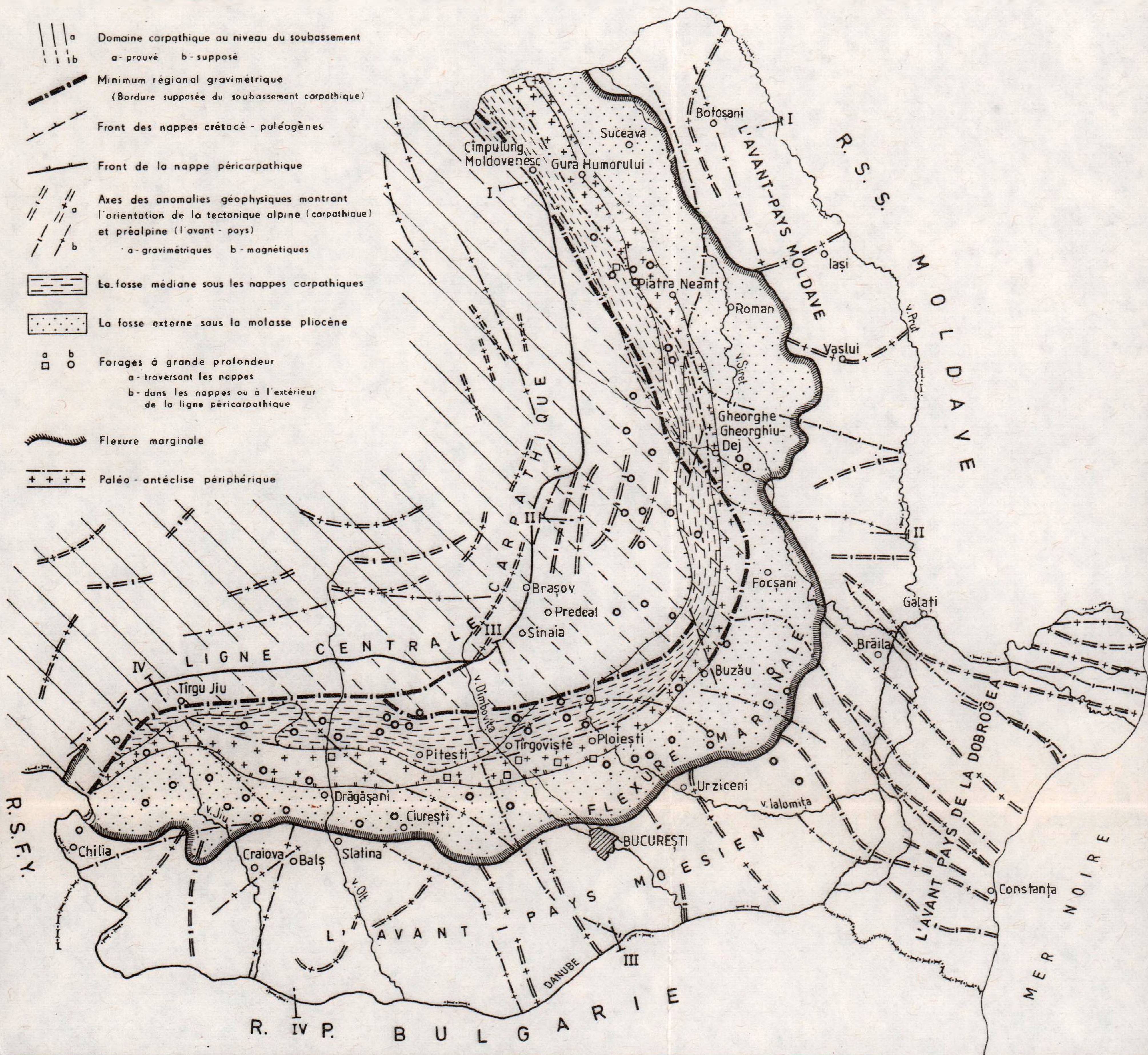


- Dumitrescu I., Săndulescu M., Lăzărescu V., Mirăuță O., Pauliuc S., Georgescu C. (1962) Mémoire à la Carte tectonique de la Roumanie. *An. Com. Geol.*, XXXII, p. 5–96, București.
- Săndulescu M. (1968) Problèmes structuraux fondamentaux des Carpates roumaines et de leur avant-pays. *An. Com. Geol.*, XXXVI, p. 195–218, București.
- Gavăț I. et al. (1938) Structura avanfociei carpatice externe pe cursul inferior al Siretului, la sud de Bacău. *Stud. cerc. geol., geofiz., geogr., Geofiz.*, 7, 1, București.
- Motaș C. (1967) Rapports structuraux entre la Dépression gétique et la Plate-forme moesique. *Ass. Géol. Carp. – Balk., VIIIème Congr., Rapp. Géotectonique*, Belgrade.
- Rădulescu D., Săndulescu M. (1973) The Plate Tectonic Concept and the Geological Structure of the Carpathians. *Tectonophysics*, 16, Amsterdam.
- Cornea I., Săndulescu M., Constantinescu P., Rădulescu F., Pompilian A. I. (1976) Structure de la croûte terrestre en Roumanie. Essai d'interprétation des études sismiques profondes. *An. Inst. geol. geofiz.*, L, p. 5–36, București.
- Săndulescu M. (1980) Analyse géotectonique des chaînes alpines situées autour de la Mer Noire occidentale. *An. Inst. geol. geofiz.*, LVI, p. 5–54, București.
- Tomescu L. (1972) Structura geologică și posibilitățile acumulării hidrocarburilor naturale în subsolul regiunii dintre valea Dimboviței și valea Buzăului la confinele zonei cutate a depresiunii subcarpatice cu platforma. Thèse de doctorat, IPGG, București.



SCHEMA DE LA TECTONIQUE PROFONDE DE L'AVANT-FOSSE CARPATHIQUE ET DES ZONES AVOISINANTES (TERRITOIRE ROUMAIN)

LÉGENDE



RELATIONS ENTRE LE MASSIF ALCALIN DE DITRĂU ET LES NAPPES DE CHARRIAGE DES CARPATHES ORIENTALES¹

PAR

MIRCEA MUREȘAN²

Les recherches effectuées les dernières quinze années ont démontré que la zone cristallino-mésozoïque des Carpathes Orientales, unité interne majeure des Dacides orientales, contient plusieurs nappes de charriage de cisaillement superposées, qui sont constituées surtout de roches métamorphisées pré-mésozoïques. En ce qui concerne quelques unes de ces unités charriées, on peut les attribuer avec certitude aux mouvements autrichiens, en tenant compte d'un part du fait qu'elles consistent, en dehors de métamorphites, en dépôts mésozoïques pré-crétacé supérieurs et d'autre part, du fait que la couverture sédimentaire qui surmonte transgressivement les charriages débute par le Cénomanién. Ayant comme exemple ces unités-là, on a admis que les nappes de charriage constituées exclusivement des formations métamorphisées sont autrichiennes³ (Săndulescu, 1969, 1975; Săndulescu, Bercia, 1974; Kräutner, 1972; Bercia et al., 1976; Mureșan, 1976; Balintoni, Gheuca, 1977, 1978; Balintoni, 1981). Quoique les essais successifs en vue de dater les charriages qui n'impliquent pas les dépôts sédimentaires aient eu à la base de nombreux arguments, en partant de ceux géologiques régionaux jusqu'aux datations K/Ar d'âge absolu, on n'a pas obtenu de résultats concluants.

Dans la présente note on va faire des remarques sur un élément de référence pour certaines nappes de charriage, c'est-à-dire le massif alcalin de Ditrău, situé dans les formations métamorphisées pré-mésozoïques (au sud de la zone cristallino-mésozoïque), où on a fait des datations K/Ar (Bagdasarjan, 1972; Streckeisen, Hunziker, 1974).

Dans la partie méridionale de la zone cristallino-mésozoïque on a mis en évidence, jusqu'à présent, les unités tectoniques suivantes (de bas en haut) : 1, la nappe de Tomești ; 2, la nappe de Rodna ; 3, la nappe de Pietrosu Bistriței ; 4, la nappe de Tulgheș ; 5, la nappe de Rarău. Excepté la nappe de Tulgheș, nous avons inclus ces unités, dès 1978, dans l'esquisse tectonique du sud de la zone cristallino-mésozoïque (Mureșan, 1980).

¹ Note présentée au 12^{ème} Congrès de l'Association Géologique Carpatho-Balkanique, le 8-13 septembre 1981, Bucarest, Roumanie.

² Institut de Géologie et Géophysique, str. Caransebeș 1, 78344 Bucarest, Roumanie.



1. *La nappe de Tomești.* Cette unité est située à la base de l'échafaudage de nappes qui affleurent dans cette région. A NO de Tomești, au-dessus du soubassement pré-mésozoïque constitué de roches méso-métamorphiques (série de Bretila) et de la formation permienne des brèches de Hăghimaș (Mureșan, 1970) repose transgressivement une couverture mésozoïque (Streckeisen, 1940; Patrulius et al., 1965), qui supporte des dépôts triasiques et jurassique moyens, les derniers attestés par des recherches paléontologiques (Grasu, 1976).

Ayant en vue que la formation des brèches de Hăghimaș contient fréquemment des éléments de roches gneissiques qui ressemblent celles de la série méso-métamorphique de Bretila, on a attribué (Mureșan, 1976) l'unité de Tomești aux nappes de Maramureș, où on rencontre cette série (cf. Krăutner, 1972). Nous considérons que la nappe de Tomești s'étend en profondeur dans la zone cristallino-mésozoïque et elle inclut les métamorphites de la série de Bretila bien que leur couverture mésozoïque (qui ressemble à celle de Tomești), qui affleurent dans les fenêtres tectoniques des Monts Bistrița (Balintoni, Gheuca, 1977, 1978; Balintoni, 1981) d'au-dessous le plan de charriage de la nappe de Rodna, par laquelle débute (Mureșan, 1976) la succession des nappes de Bistrița (le groupe supérieur des nappes à métamorphites, délimité dans la zone cristallino-mésozoïque par Bercia et al., 1976). Car nulle part dans les Carpathes Orientales on n'a rencontré une autre nappe de charriage située entre la nappe de Rodna et l'unité de Tomești, on considère que la dernière achève la succession tectonique des nappes de Maramureș.

2. *La nappe de Rodna.* Au-dessus les formations triasique-jurassiques de l'unité de Tomești sont charriées (Săndulescu, 1967; Mureșan, 1967) les roches carbonatées précambriennes (Iliescu, Cordarcea, 1965; Iliescu, Mureșan, 1970, 1972; Krăutner et al., 1976) de la série méso-métamorphique de Rebra, qui constituent la nappe de Rodna. Il est possible que le charriage de la série de Rodna au-dessus les dépôts mésozoïques de l'unité de Tomești soit dû aux mouvements autrichiens (Săndulescu, 1969; Săndulescu, Bercia, 1974; Bercia et al., 1976; Mureșan, 1976) à base des considérations géologiques régionales, mentionnées ci-dessus. Au point de vue lithostratigraphique, les formations de la série de Rebra appartiennent aux complexes Rb₂ à caractère carbonaté (dolomies et calcaires aux intercalations de micaschistes) et Rb₃ à caractère terrigène (schistes quartzeux à biotite, aux intercalations de quartzites noires, calcaires et roches quartzofeldspathiques).

3. *La nappe de Pietrosu Bistriței.* Au-dessus de la série de Rebra sont charriées les roches quartzieuses à biotites et les paragneisses de la série de Negrișoara (probablement d'âge précambrien), auxquels s'associent les porphyroïdes dacitiques de type Pietrosu; cet ensemble constitue la nappe de Pietrosu Bistriței, délimitée pour la première fois dans les monts de Bistrița (Balintoni, Gheuca, 1977, 1978).

4. *La nappe de Tulgheș.* Les formations de la série de Tulgheș, d'âge vendien (?) - cambrien inférieur (Iliescu, Mureșan, 1970, 1972)



sont charriées au-dessus de la nappe de Pietrosu Bistriței. Dans la partie méridionale de la zone cristallino-mésozoïque, la série de Tulgheș constitue une seule nappe, situation similaire à celle mentionnée récemment par Balintoni (1981) dans les monts de Bistrița. Au cas où il y a une seule nappe de la série de Tulgheș, nous proposons qu'on l'appelle „la nappe de Tulgheș”, car on ne peut plus utiliser les anciennes dénominations pour les deux unités qui incluaient cette série.

La série de Tulgheș, qui inclut des formations métamorphisées dans le faciès des schistes verts, consiste en roches terrigènes, du type schistes séricito-chloriteux et séricito-graphiteux avec des intercalations de métatufs basiques et acides, quartzites noires (métalidites), roches quartzofeldspathiques (épicastites) et par endroits des calcaires, métaconglomérats et minéralisations de sulfures volcanogène-sédimentaires. Cette série contient aussi des métagabbros et porphyroïdes (il faut mentionner les porphyroïdes rhyolitiques de Mindra qui constituent un important sill).

5. *La nappe de Rarău.* Au sud de la zone cristallino-mésozoïque la série de Tulgheș est charriée par la série de Bretila (d'âge précambrien, Kräutner et al., 1976) au caractère mésométamorphique, qui fait partie de la nappe de Rarău. A celle-ci s'ajoutent les granitoïdes de Hăghimaș, métamorphisées régionalement, en même temps que les formations de la série de Bretila (Mureșan et al., 1975; Mureșan, Mureșan, 1980). La série de Bretila est constituée de micaschistes, schistes quartzitiques et quartzites, gneisses quartzofeldspathiques, gneisses ocellaires blancs (les deux dernières types de nature tufogène acide) et amphibolites subordonnées, roches qui sont groupées dans deux complexes lithostratigraphiques (Mureșan, Mureșan, 1972; Mureșan, 1980).

Les relations entre les nappes de charriage décrites ci-dessus et le massif alcalin de Ditrău sont évidentes dans la zone de Lăzarea-Gheorgheni-Vallée Belcina-Cîme Magaș, c'est-à-dire au sud, à l'est et au nord-est du massif. Ainsi dans cette zone les deux plans de charriage qui limitent l'unité de Pietrosu Bistriței, sont „soudés” par le massif de Ditrău et s'arrêtent dans celui-ci⁴.

Toujours dans la zone mentionnée ci-dessus, on constate que l'auréole de métamorphisme magmatique (surtout thermique) s'étend sur de grandes surfaces (surtout au sud et à l'est du massif) dans les métamorphites qui encaissent le corps intrusif; cette situation-là a été remarquée plusieurs fois par Streckeisen (1952, 1960, 1968; Streckeisen, Hunziker, 1974), étant confirmée ces dernières années par tous ceux qui ont investigué la région. La carte du massif de Ditrău et des régions avoisinantes (présentée par Streckeisen et Hunziker 1974) indique que dans l'auréole de contact apparaissent à part la biotite omniprésente, de l'andalousite, corindon, spinelle et des amphiboles alcalines. Une situation semblable a été présentée par Jakab (1976) qui indique en outre l'occurrence de la cordiérite et de la wolastonite. L'auréole de contact inclut tous les entités métamorphisées qui encaissent le massif de Ditrău: la série de Rebra, la série de Negrișoara, les porphyroïdes de

Pietrosu (logées dans la série de Negrișoara), la série de Tulgheș, les porphyroïdes de Mîndra et la série de Bretîla (fig.).

Dans la série de Rebra (complexe Rb_3) on rencontre des filons de roches siénitiques et des cornéennes qui affleurent au SO du massif de Ditrău (par exemple, dans les vallées Chiuruțu Mare et Cianod). Dans les galeries

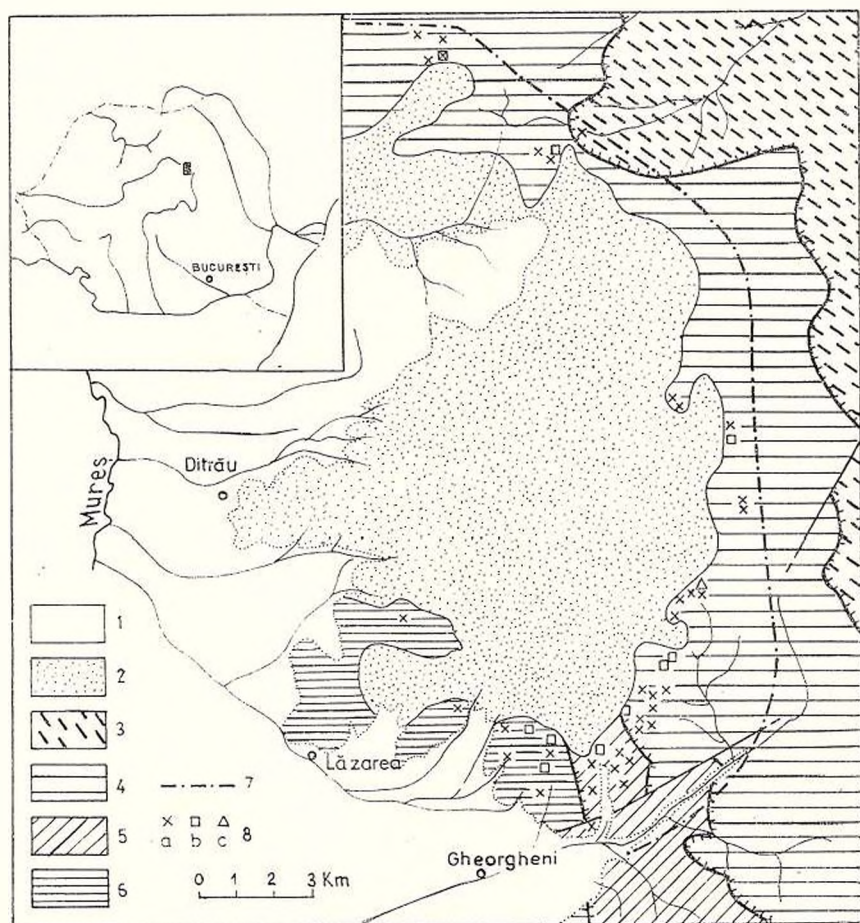


Fig. — Nappes de charriage situées autour du massif alcalin de Ditrău (les contours du massif de Ditrău et les minéraux de contact, d'après Streckeis, Hunziker, 1974).

1. formations cainozoïques ; 2, le massif alcalin de Ditrău ; 3, la nappe de Rarău (série de Bretîla et granitoïdes de Hăghimaș) ; 4, la nappe de Tulgheș et porphyroïdes de Mîndra ; 5, la nappe de Pietrosu Bistriței (série de Negrișoara et porphyroïdes de Pietrosu) ; 6, la nappe de Rodna (série de Rebra) ; 7, limite externe de la zone d'influence du massif alcalin de Ditrău ; 8, minéraux de contact : a, andalousite ; b, corindon ; c, amphibole alcaline.

d'exploration situées sur le ruisseau Cianod, Jakab mentionne la présence des enclaves de calcaires (appartenant probablement au complexe Rb_3) encaissées dans les roches siénitiques. L'influence magmatique du mas-

sif de Ditrău sur la série de Rebra a été démontrée aussi par deux forages (141, 142) emplacements à Lăzarea et investigués récemment par Mînzatu et Ardelean (1980) et aussi par Jakab (communication orale), qui mentionnent l'occurrence des cornéennes et des skarnes, aussi bien que des filons de roches alcalines de type tinguaïtes, caractéristiques au massif de Ditrău.

Dans la série de Negrișoara et dans les porphyroïdes de Pietrosu nous avons remarqué des cornéennes, traversées par endroits (Valea Cetății) par des roches alcalines appartenant à la suite du massif de Ditrău.

Dans la série de Tulgheș se développe aussi une large auréole de contact où les cornéennes sont bien développées dans la partie supérieure des affluents de droite de la vallée Belcina. Tout près du massif, les cornéennes sont injectées par des filonnets de roches alcalines qui indiquent que les premières sont antérieures aux injections artéritiques. Bien qu'il soit emplanté à 2 km est du massif de Ditrău, à l'extérieur de la limite de surface de l'auréole de contact, le forage 17 (emplacé à l'est du ruisseau Nyerghes — affluent supérieur de gauche de la vallée Belcina) a traversé, dans son tiers inférieur, des roches à biotite et des cornéennes appartenant à la série de Tulgheș, aussi bien que des filons de roches siénitiques à néphéline (Mureșan, Mureșan, 1981). Les cornéennes, la feldspathisation et les injections artéritiques sont rencontrées aussi dans les porphyroïdes rhyolitiques de Mindra du sommet Aurora qui sont englobées dans les formations de la série de Tulgheș.

Finalement, la série de Bretila est atteinte elle-aussi par l'auréole de contact du massif intrusif, fait remarqué par Streckeisen (1968; Streckeisen, Hunziker, 1974) au NE de celui-ci, dans la zone de la cime Magașbuc.

Il en résulte que les charriages entre les nappes de Rodna, de Pietrosu Bistriței, de Tulgheș et de Rarău⁵ sont antérieurs à la mise en place du massif de Ditrău. Cette nouvelle image est en désaccord avec les conceptions antérieures (Mureșan, 1967, 1976; Săndulescu, dans Săndulescu, Bercia, 1974; Bercia et al., 1976), suivant lesquelles le massif de Ditrău pénètre seulement les formations de la série de Tulgheș et a été mis en place avant les charriages attribués aux mouvements autrichiens.

Les datations K/Ar d'âge absolu sur les roches du massif de Ditrău ont été présentées par Bagdasarion (1972) et par Streckeisen et Hunziker (1974). Les données du premier auteur (récalculées suivant les nouvelles constantes de Krăutner et al., 1976) indiquent 189–152 m.a. pour les hornblendites et 145–115 m.a. pour les siénites néphéliniques et les granites. Les âges-modèle K/Ar mentionnées par Streckeisen et Hunziker indiquent 161–153 m.a. pour les tinguaïtes (roche totale) et les syénites néphéliniques (sur la biotite) et 150 m.a. pour une cornéenne (biotite). Krăutner et al. (1976) ont démontré que les âges-modèle K/Ar des hornblendites engendrent une isochrone de 135 m.a. à interception positive, tandis que ceux des roches siénitiques et granitiques engendrent une isochrone de 130 m.a. à interception négative. Selon Krăutner et al. (1976) cela démontre que les



valeurs plus élevées des âges-modèle K/Ar pour les hornblendites sont dues à la présence de l'argon hérité, tandis que celles plus réduites pour les siénites et granites (115–122 m.a.) indiquent des âges de refroidissement; la conclusion était que la mise en place des roches investiguées avait eu lieu il y a 130–135 m.a., pendant le Crétacé inférieur (Néocomien).

Au cas où les âges de 130–135 m.a. correspondent vraiment à la mise en place du massif de Ditrău, alors ils contredisent la conception selon laquelle les nappes en discussion seraient autrichiennes⁶. Ainsi les nappes considérées seraient formées après le Carbonifère inférieur (à la fin duquel a eu lieu le dernier métamorphisme régional dans les Carpathes Orientales — phase sudète) jusqu'au début du Crétacé inférieur. Il s'en suit qu'au cas où le plan de charriage de la série de Rebra par-dessus les dépôts mésozoïques situés à NO de Tomești est autrichien (voir le commentaire antérieur), toutes les nappes affectées par le massif de Ditrău, le massif y compris, font partie d'une seule nappe autrichienne, charriée par-dessus les dépôts mésozoïques de l'unité de Tomești. Cette grande nappe, constituée de plusieurs nappes plus anciennes (nappe „composée” — Mureșan, 1980) serait le correspondant „pro parte” de la nappe bucovinienne, délimitée par Săndulescu (1967, 1975; Săndulescu, Bercia, 1974) dans la zone cristallino-mésozoïque des Carpathes Orientales.

Il est possible quand même que les âges isochrones K/Ar de 130 m.a. et 135 m.a. respectivement (mentionnés par Kräutner et al., 1976) ne correspondent pas à la mise en place et à la consolidation des roches du massif de Ditrău. Nous envisageons le nombre total relativement réduit (15) d'âge-modèle K/Ar (âges conventionnels) parmi lesquels seulement 8 (4 âges-modèle pour l'isochrone des hornblendites et 4 âges-modèle pour l'isochrone des siénites et granites) ont été utilisés pour calculer les deux âges isochrones K/Ar. Quand même, il faut mentionner que Kräutner et al. (1976) ont démontré que les âges-modèle K/Ar connus ne peuvent pas être utilisés pour dater le massif de Ditrău. Ainsi, la plupart (10 données) d'entre eux (obtenus de hornblendites, tinguaïtes et siénites néphéliniques) sont plus grands (145–189 m.a.) que les âges isochrones (130–135 m.a.) inférés et seulement un nombre réduit (4 âges) d'entre eux (siénites, granites) présentent des valeurs plus réduites (115–122 m.a.) que ces âges isochrones; il y a un seul âge-modèle K/Ar de 134 m.a. (obtenu d'une roche siénitique) qui correspond à l'âge isochrone.

L'argon en excès („hérité” cf. Kräutner et al., 1976) qu'on a rencontré dans la plupart des roches analysées, est dû à la contamination quasi-pénétrante des roches du massif de Ditrău à l'argon des schistes cristallins (prédominant terrigènes qui abondent en potassium) qui encaissent le massif et qu'on rencontre aussi dans le massif (Codarcea et al., 1957) en tant que de nombreuses sèptes et enclaves.

En tenant compte de ce que nous venons de présenter, il est possible que par un nombre plus élevé de datations K/Ar, effectuées sur des échantillons prélevés des types pétrographiques principaux du massif de Ditrău et de ses cornéennes, on obtint d'autres âges isochrones selon lesquels ce massif était généré pendant un intervalle de temps post-crétacé inférieur⁷



(appartenant au cycle magmatique banatitique?). Ainsi il serait possible que les nappes de charriage traversées par le massif de Ditrău soient autrichiennes.

³ Excepté la nappe de Rarău, considérée par la plupart d'auteurs d'âge pré-mésozoïque (Streckeisen, 1931, 1968, 1974; Streckeisen, Hunziker, 1974; Kräutner, 1938; Băncilă, 1941; Săndulescu, 1967, 1975; Săndulescu, Bercia, 1974; Pitulea, 1968; Bercia et Kräutner, dans Bercia et al., 1976).

⁴ Nous mentionnons que le plan de charriage supérieur a été déjà considéré comme plus ancien que le massif de Ditrău (Mureșan, 1973).

⁵ La nappe de Rarău, la seule nappe reconnue par Streckeisen (1933; 1968; Streckeisen, Hunziker, 1974) dans les roches métamorphisées qui encaissent le massif de Ditrău, a été considérée par cet auteur comme étant mise en place avant le massif.

⁶ Voir point 3.

⁷ Reinhard (1911) et Streckeisen (1931, 1933) ont attribué l'âge post-néocomien au massif de Ditrău.

BIBLIOGRAPHIE

- Bagdasarion P. G. (1972) Despre vîrsta absolută a unor roci eruptive și metamorfice din masivul Ditrău și Munții Banatului din România. *Stud. cerc. geol., geofiz., geogr., Geol.*, 17/1, p. 13–21, București.
- Balintoni I., Gheuca I. (1977) Metamorfism progresiv, metamorfism regresiv și tectonică în regiunea Zugreni-Barnar (Carpații Orientali). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXIII/5 (1976), p. 11–38, București.
- Gheuca I. (1978) Gnasele porfiroide de Pietrosu Bistriței și unitatea tectonică de Bărnărel, între riurile Barnar și Neagra Broștenilor (Carpații Orientali). *D. S. Inst. geol., geofiz.*, LXIV/5, p. 5–16, București.
 - (1981) Date noi asupra poziției structurale a metamorfitelor din bazinul văii Putnei (Carpații Orientali). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXVI/5, p. 25–36, București.
- Bercia I., Kräutner H., Mureșan M. (1976) Pre-Mesozoic metamorphites of the East Carpathians. *An. Inst. geol. geofiz., L.*, p. 37–70, București.
- Codarcea A.I., Dessila-Codarcea M., Ianovici V. (1957) Structura geologică a masivului de roci alcaline de la Ditrău. *Bul. Șt. Acad. R.P.R., secția geol. – geogr.*, II, 3–4, p. 385–514, București.
- Grasu C. (1976) Sedimentarul mezozoic de la sud de Izvorul Mureșului. Problema pinzei subbucovinice. *An. Muz. Șt. Nat. Piatra Neamț, III, seria geol. geogr.*, p. 43–53, Piatra Neamț.
- Iliescu V., Dessila-Codarcea M. (1965) Contribuții la cunoașterea conținutului microfioristic al complexelor de șisturi cristaline din Carpații Orientali. *D. S. Com. Stat. Geol.*, LI/2 (1963–1964), p. 13–18, București
- Mureșan M. (1970) Contribuții de ordin palinologic la cunoașterea stratigrafiei și vîrstei seriilor metamorfice din partea sudică a compartimentului Tisa-Ciuc (zona cristalină-mezozoică a Carpaților Orientali). *D. S. Inst. geol.*, LVI/3, 97–110, București.
 - Mureșan M. (1972) Asupra prezenței Cambrianului inferior în Carpații Orientali – seria epimetamorfică de Tulgheș. *D. S. Inst. geol.*, LVIII/4, 23–28, București.



- Jakab Gy. (1976) Considerații asupra poziției spațiale a masivului alcalin de la Ditrău, *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXII/1, p. 93–98, București.
- Kräutner H. (1972) Voralpidische Entwicklung und alpidischer Deckenbau in der Kristallinen Zone der Nördlichen Ostkarpaten (Maramurescher Massiv). *Rév. roum. géol., géophys., geogr., Géol.*, 16/2, București.
- Kräutner H., Tănăsescu A., Neacșu V. (1976) Interprétation des âges radiométriques K/Ar pour les roches métamorphiques régénérées. Un exemple – les Carpates Orientales. *An. Inst. geol. geofiz.*, L, p. 167–229, București.
- Minzatu S., Ardeleanu P. (1980) Rapport, archives de l'Institut de Géologie et Géophysique, București.
- Mureșan G., Mureșan M. (1972) Asupra prezenței conglomeratelor metamorfozate în seria de Tulgheș (zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali). *D. S. Inst. geol.*, LVIII/1, p. 243–256, București.
- Mureșan M. (1967) Structura tectonică a părții de sud a zonei cristalino-mezozoice din Carpații Orientali. *Stud. cerc. geol., geofiz., geogr., Geol.*, 12/1, București.
- (1970) Asupra prezenței Paleozoicului superior nemetamorfozat, în faciès continental, în zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali. *D. S. Inst. geol.*, LVI/4 (1968–1969), p. 5–18, București.
 - (1973) Seria de Izvorul Mureș – o nouă formațiune paleozoică a Carpaților Orientali. *D. S. Inst. geol.*, LIX/4, p. 65–70, București.
 - Tănăsescu A., Ionică M. (1975) Concordanța de vîrstă între metamorfismul regional proterozoic al granitoidelor de Hăghimaș și cel al seriei de Bretila-Rarău (Carpații Orientali). *D. S. Inst. geol., geofiz.*, LXI/5 (1973–1974), p. 135–149, București.
 - (1976) O nouă ipoteză privind pinzele bucovinice din partea sudică a zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXII/5 (1974–1975), p. 77–94, București.
 - (1980) Replissements alpins régionaux des métamorphites précambriennes et paléozoïques de la chaîne carpatique. Un exemple : Carpates Orientales. *An. Inst. geol. geofiz.*, LVII, p. 325–365, București.
 - Mureșan G. (1980) Granitoïdes associées au Précambrien métamorphique des Carpates Orientales. *An. Inst. geol. geofiz.*, LVII, p. 367–402, București.
 - Mureșan G. (1981) Rapport, archives de l'Institut de Géologie et Géophysique, București.
- Patrulius D., Popa E., Popescu I. (1965) Rapport, archives de l'Institut de Géologie et Géophysique, București.
- Popa Gh. (1981) Rapport, archives de l'Institut de Géologie et Géophysique, București.
- Reinhard M. (1911) Sur l'âge de l'intrusion du syénite néphelinique de Ditrău – Transylvanie. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, II, p. 116–117, București.
- Săndulescu M. (1967) La nappe de Hăghimaș, une nouvelle nappe de décollement dans les Carpates Orientales. *Assoc. Géol. Carp. – Balk.*, VIII^{ème} Congr., p. 179–185, Beograd.
- (1969) Structura geologică a părții centrale a sinclinalului Hăghimaș *D. S. Com. Stat. Geol.*, LIV/3, p. 227–263, București.
 - Bercia I. (1974) The East Carpathians. The Crystalline-Mesozoic Zone, In : Tectonics of the Carpathian-Balkan Regions-Romanian Carpathians. *Geol. Inst. Dionýz., Štúr, Bratislava.*
 - (1975) Studiul geologic al părții centrale și nordice a sinclinalului Hăghimaș (Carpații Orientali). *An. Inst. geol. geofiz.*, XLV, p. 6–166, București.
- Streckeisen A. (1931) Über das Nephelinsyenit – Massiv von Ditrău (Rumänien). *N. Jahrb. Miner. B. – B.*, 64, A, p. 615–628, Stuttgart.



- (1933) Sur la tectonique des Carpates Méridionales. *Ann. Inst. Géol. Roum.* XVI, p. 327–417, București.
- (1940) Le Mésozoïque de Tomești (Dép. de Ciuc) – Carpates Orientales. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXIV, p. 85–90, București.
- (1952) Das Nephelinsyenit – Massiv von Ditrö (Siebenbürgen). I. *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.*, 32, p. 249–310, Bern.
- (1960) On the Structure and Origin of the Nepheline-Syenite complex of Ditrö (Transylvania, Romania). *Rep. 21th I.G.G.*, 13, p. 228–238.
- (1968) Stilpnomelan im Kristallin der Ostkarpathen. *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.*, 48/3, p. 751–780. Bern.
- Hunziker C. I. (1974) On the origin and age of the nepheline-syenite massif of Ditrö (Transylvania, Rumania). *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.*, 54/1, p. 59–77, Bern.

DISCUSSIONS

P. Vîlceanu: L'âge liasique moyen-supérieur des roches volcaniques alcali-sodiques bien précis dans le bassin de Codlea et les environs de Brașov doit être corrélé avec les âges ≈ 160 m.a. déterminés pour la mise en place du massif alcalin de Ditrău.

M. Săndulescu: Le problème des nappes pré-alpines dans les Carpathes Orientales n'est pas lié au massif de Ditrău seulement. Il y a d'autres arguments, d'observation directe, qui soutiennent l'âge pré-triasique au moins d'une nappe invoquée (la nappe du gneiss de Rarău): les dépôts débutant à la base de l'Anisien ou au Werphénien terminal recouvrent (en cachetant) le contact dans plusieurs points.

D'ailleurs les seuls plans marqués par des dépôts mésozoïques sont ceux des nappes bucovinienne, sub-bucovinienne et infrabucoviniennes. Les autres nappes invoquées (Rodna, Tulgheș, Pietrosul Bistriței, Rarău) n'ont pas de dépôts mésozoïques.





LA CORRÉLATION DES UNITÉS STRUCTURALES ALPINES DE LA PARTIE INTERNE DES CARPATHES MÉRIDIONALES DE ROUMANIE ET DE YOUGOSLAVIE ¹

PAR

SERGIU NĂSTĂSEANU ², BORISLAV MAKSIMOVIĆ ³

Introduction

La structure alpine d'ensemble des Carpathes Méridionales est bien connue et interprétée d'une manière unitaire, au nord bien qu'au sud du Danube. Ainsi on approuve unanimement l'interprétation de C o d a r c e a (1940), selon laquelle les Carpathes Méridionales comprennent trois aires de sédimentation alpine majeures : le domaine danubien à l'extérieur, le domaine gétique à l'intérieur et le domaine de Severin entre eux. En considérant la structure actuelle, les formations du premier domaine représentent l'autochtone des Carpathes Méridionales, tandis que les formations appartenant aux deux autres domaines se trouvent en position allochtone (fig. 1).

On a obtenu une image structurale similaire de certains modèles de la tectonique des plaques réalisés par R ă d u l e s c u et S ă n d u l e s c u (1973) ou par G r u b i ć (1974).

En ce qui concerne la corrélation de détail des unités tectoniques à l'intérieur du domaine gétique, les opinions sont assez différentes (voir C o d a r c e a et al., 1961, 1967 et S i k o š e k, M a k s i m o v i ć, 1965). Par conséquent, les auteurs de la présente note envisagent une synthèse de différentes opinions bien qu'une interprétation nouvelle en tenant compte des résultats obtenus par leurs propres recherches. Dans ce but on a parcouru ensemble quelques coupes géologiques au sud du Danube également.

Description de principales unités tectoniques

La corroboration des données géologiques concernant la partie interne des Carpathes Méridionales (domaine gétique) met en évidence, de l'est à l'ouest, les unités suivantes : la nappe gétique, la nappe de Sasca

¹ Note présentée au 12^{ème} Congrès de l'Association Géologique Carpatho-Balkanique, le 8-13 septembre 1981, Bucarest, Roumanie.

² Institut de Géologie et Géophysique, str. Caransebeș 1, 78344 Bucarest, Roumanie.

³ Geozavod, Karađordeva 48, Belgrade, Yougoslavie.



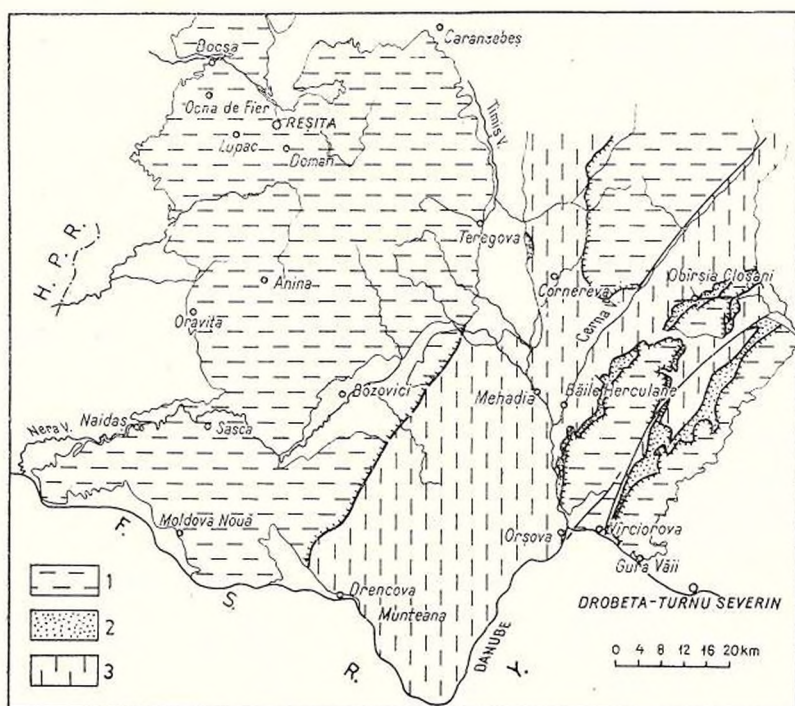


Fig. 1. — Esquisse tectonique des Carpathes Méridionales situées au nord du Danube.

1, nappe gétique ; 2, nappe de Severin ; 3, l'autochtone danubien.

-Gornjak, la nappe de Reșița, la nappe de Dognecea-Luznica et la nappe de Bocșa-Morava (fig. 2).

Les formations appartenant aux unités mentionnées ci-dessus présentent des traits communs. Cela est dû à la sédimentation (hercynienne post-sudète et alpine) qui a évolué à l'intérieur de mêmes unités géosynclinales qui se succèdent dans le temps, dans le même aréal paléogéographique, celui du domaine gétique. Les différences insignifiantes, qu'on rencontre de place en place, sont dues à la sédimentation dans les sillons qui diffère de la sédimentation sur les seuils.

La nappe gétique

On a mentionné la nappe gétique tant au nord du Danube (Murgoi, 1905) bien qu'au sud (Radovanović, 1909).

Dans la région envisagée (fig. 2), la nappe gétique est délimitée à l'est par l'alignement Porečka-Rudaria et à l'ouest par les alignements Ridanj-Krepolijn et Sasca-Oravița. Au nord bien qu'au sud, les formations appartenant à cette nappe-là sont couvertes par des dépôts post-miocène inférieurs. Les mêmes dépôts, du bassin de Zagubica, recouvrent le plan de charriage de la nappe gétique qui chevauche les formations du domaine danubien de la fenêtre de Kučaj.



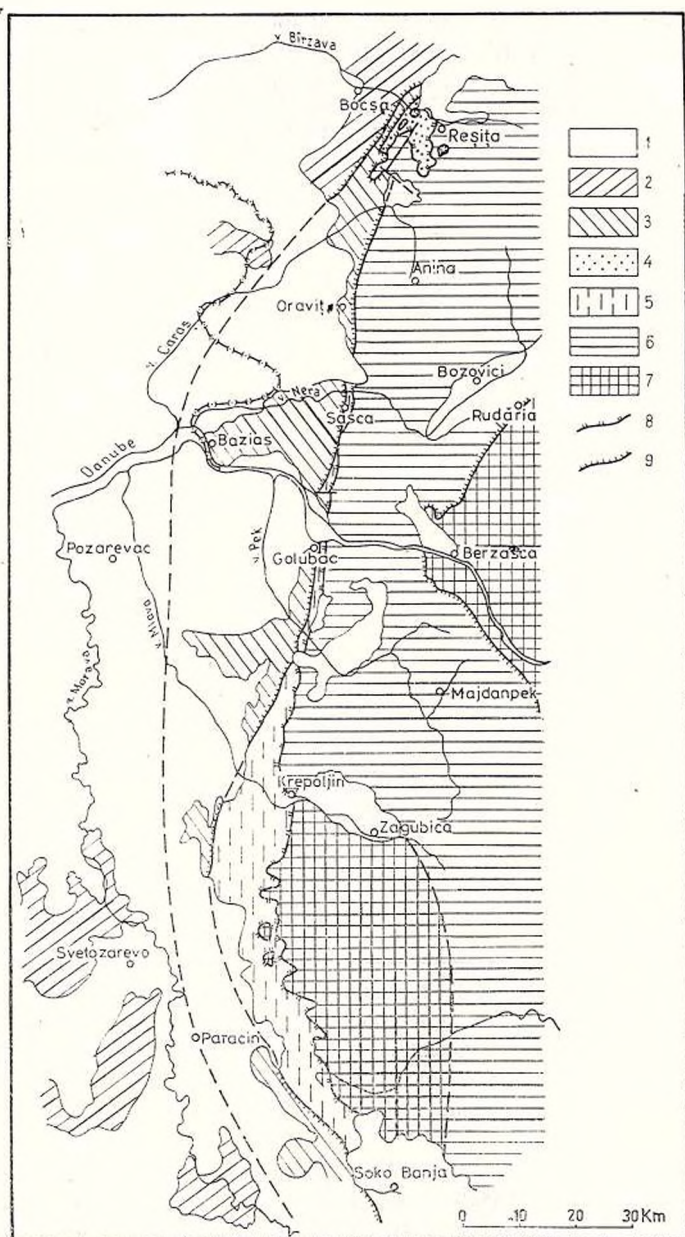


Fig. 2. — Les principales unités tectoniques alpines de la partie interne des Carpathes Méridionales.

1, dépôts post-miocène inférieurs; 2, nappe de Bocşa-Morava; 3, nappe de Dognecca-Luznica; 4, nappe de Reşiţa; 5, nappe de Sasca-Gornjak; 6, nappe gétique; 7, autochtone danubien; 8, nappe de couverture; 9, nappe de socle.

La nappe gétique est constituée du socle cristallin (roches méso-métamorphiques et corps granitiques) appartenant au Précambrien supérieur (A+B)-Cambrien inférieur et de la couverture sédimentaire représentée par la molasse hercynienne (Westphalien-Autunien) et les formations mésozoïques des zones de Reșița et Golubač (fig. 3 A).

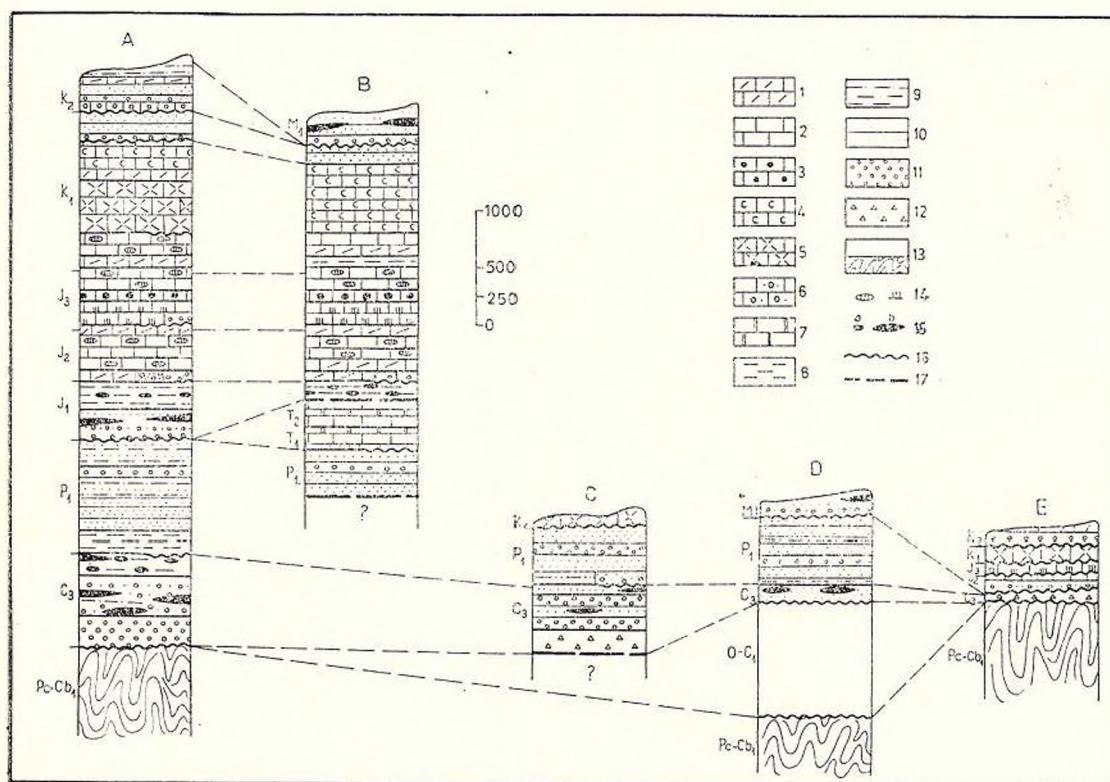


Fig. 3. — Schéma de corrélation des formations des unités alpines du domaine gétique.

1, marnocalcaires; 2, calcaires; 3, calcaires noduleux; 4, calcaires organogènes; 5, calcaires récifaux; 6, calcaires détritiques; 7, dolomies; 8, argiles; 9, argiles gréseuses; 10, grès; 11, conglomérats; 12, brèches; 13, cristallin; 14, silicites; 15, sphérosidérîtes (a), charbon (b); 16, discordance; 17, contact tectonique.

Nous mentionnons le manque de dépôts triasiques au nord du Danube aussi que de ceux jurassique inférieurs de la nappe au sud du Danube. Nous remarquons également le faciès identique des dépôts mésojurassique-éocène sur les deux bords du Danube.

La nappe de Sasca-Gornjak

Dans la partie interne de la nappe gétique a été distinguée la nappe de Sasca-Gornjak (Săndulescu, 1975). Celle-ci est constituée par des dépôts de couverture, représentés par des formations permienes, triasiques et jurassique-néocènes (fig. 3 B). Cette unité-là est caractérisée

par des dépôts permien bien développés et par des successions triasiques et jurassiques complètes seulement dans la zone de Gornjak (fig. 3 B).

Nous remarquons aussi l'occurrence du Jurassique inférieur (Toarcien) développé dans le faciès des schistes bitumineux (dans la vallée de la Mlava) ressemblant à celui de la zone de Reșița (nappe gétique). Il faut mentionner également que les argiles bitumineuses à sphérosidérites passent progressivement à des marno-calcaires jurassique moyens et puis aux dépôts calcaires du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur. Ces dépôts-là sont identiques à ceux de la zone de Reșița et on peut les attribuer aux mêmes ensembles lithostratigraphiques. La similitude des faciès des dépôts jurassique-néocrétacés des zones de Gornjak et de Reșița mène à la conclusion selon laquelle ces dépôts-là ont appartenu au même sillon géosynclinal. La première zone se trouve dans la partie axiale (sud-ouest) du sillon alpin, tandis que la deuxième zone se développe dans la partie marginale (nord-est) du sillon et dans l'aire du seuil oriental.

Au nord du Danube, la nappe est représentée par une bande étroite de dépôts paléozoïque-triasiques (Werphénien-Anisien) surmontée par des restes discordants des dépôts mésojurassiques ou néojurassiques. Au nord de Sasca, la nappe s'effile sous le plan de chevauchement de l'alignement de Golubac-Oravița.

Au sud du Danube, les formations de la nappe de Sasca-Gornjak chevauchent les formations de la nappe gétique aussi bien que celles de l'autochtone danubien de la fenêtre de Kučaj. Les fenêtres, peu étendues, qu'on rencontre dans la vallée de Resavica et à Senjski Rudnik, démontrent l'ampleur du charriage aussi bien que l'âge post-miocène inférieur de celui-ci (Maksimović, 1970).

La nappe de Reșița

À l'extrémité nord-ouest de la nappe gétique, c'est-à-dire toujours dans sa partie interne, a été distinguée la nappe de Reșița (Năstăsescu, 1978) qui, tout comme la nappe de Sasca-Gornjak, représente une nappe de couverture (les deux nappes représentent des sous-unités du domaine gétique).

Les dépôts de cette nappe-là appartiennent dans leur majorité à la molasse hercynienne (Westphalien-Autunien) et d'une manière subordonnée au Crétacé inférieur (Barrémien-Aptien inférieur). Le faciès de ces sédiments démontre une sédimentation du type seuil (le seuil ouest), caractérisée par l'épaisseur réduite des formations, le remplacement des faciès pélitiques par ceux psammitiques et pséphitiques et par de grandes lacunes de sédimentation (fig. 3 C).

La nappe de Reșița est marquée par le chevauchement des dépôts westphaliens au-dessus des calcaires crétacé inférieurs de la vallée de Doman. Le lambeau de recouvrement de Doman et la semi-fenêtre de Lupac représentent des indices sur l'ampleur du charriage.

La nappe de Reșița se trouve en position interne et à la fois supérieure par rapport à la nappe de Sasca-Gornjak, car elle est constituée par des dépôts hercyniens et alpins appartenant au seuil ouest du domaine gétique.



La nappe de Dognecea-Luznica

A l'ouest de l'alignement d'Oravița-Golubac et jusqu'à l'alignement de Dognecea-Niș on rencontre la nappe de Dognecea-Luznica. Celle-ci correspond à la partie orientale de la nappe bucovinienne (Popescu-Voitești, 1929) ou de la nappe de Morava (Petković, 1930) et elle est synonyme à la nappe des schistes verts (Cantunari, 1930) ou à l'unité orientale des nappes supérieures (Streckeisen, 1934).

La nappe de Dognecea-Luznica est une nappe de socle. Son socle cristallin est représenté par des formations appartenant aux cycles Pré-cambrien supérieur (A + B)-Cambrien inférieur et Ordovicien-Carbonifère inférieur. La couverture sédimentaire, bien développée entre la vallée de la Mlava et le Danube, consiste en dépôts westphalien-autuniens ressemblant à ceux de la nappe gétique aussi bien que de la nappe de Reșița (fig. 3 D.)

Les lambeaux cristallins qui surmontent les dépôts carbonifère supérieurs de Lupac et Moniom dénotent la position supérieure de la nappe de Dognecea-Luznica par rapport à la nappe de Reșița et implicitement à la nappe de Sasca-Gornjak.

La nappe de Bocșa-Morava

La nappe de Bocșa-Morava représente l'unité la plus interne du domaine gétique, étant située à l'ouest de l'alignement de Dognecea-Niș. Son socle cristallin est représenté par des formations précambrien supérieures (A+B) et cambrien inférieures. La couverture sédimentaire a été reconnue au nord du Danube seulement. Celle-ci est représentée par des lambeaux isolés constitués par des dépôts carbonifère supérieurs et jurassique moyen-crétacé inférieurs (fig. 3 E).

Evolution tectonique

L'évolution tectonique des Carpathes Méridionales pendant l'orogénèse alpine est considérée comme un processus continu, ayant quelques „moments” paroxysmaux : la phase autrichienne, la phase laramienne (Murgoci, 1905 ; Codarcea et al., 1961) et la phase styrienne ancienne (Sikošek, Maksimović, 1965).

Pendant la première phase (autrichienne) la sédimentation a été interrompue — à la fin de l'Aptien — dans le domaine de Severin, tandis que les nappes (nappe gétique et nappe de Severin) ont été amorcées. Le bassin à fond océanique du domaine de Severin a été fermé par le rapprochement des microblobs sialiques appartenant aux domaines gétique et danubien. En même temps les dépôts du domaine de Severin ont été déracinés et entraînés vers l'est par les formations du domaine gétique qui avançaient vers la plate-forme moesienne.

La deuxième phase (laramienne) se caractérise par la mise en place des nappes. C'est alors que les formations du domaine de Severin ont été entraînées en position parautochtone, surmontant les formations du domaine danubien. Les dernières appartiennent à l'autochtone et sont surmontées en nappe par les formations du domaine gétique. Les dépôts



danubiens les plus récents quise trouvent au dessous des plans de charriage des nappes gétique et de Severin appartiennent au Sénonien.

La troisième phase a été signalée seulement dans les nappes situées dans la partie interne des Carpathes Méridionales. Il s'agit surtout de la nappe de Sasca-Gornjak dont les formations chevauchent les dépôts miocène inférieurs de la fenêtre de Senjski Rudnik. Selon S i k o š e k et M a k s i m o v i ć (1965) cette nappe-là a été mise en place pendant la phase styrienne ancienne.

Les autres nappes situées dans la partie interne des Carpathes Méridionales peuvent être attribuées à la même phase orogénique en tenant compte de l'âge post-paléocène des unités supragétiques de Poiana Ruscă (K r ä u t n e r et al., 1981).

Après la mise en place des nappes, la chaîne carpathique est devenue rigide et a été affectée par une tectonique disjonctive qui a généré les bassins sédimentaires intramontagneux. Dans ces bassins-là, la sédimentation a commencé avec les dépôts badéniens qui surmontent en discordance les plans de charriage de toutes les nappes mentionnées ci-dessus.

BIBLIOGRAPHIE

- C a n t u n i a r i (1930) Contribuții la cunoașterea geologiei Banatului. II. Studii geotectonice în regiunea Cilnic-Lupac-Vodnic (jud. Caraș-Severin). *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XVII (1929), p. 140–150, București.
- C o d a r c e a A. I. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Méridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol. Rom.*, XX (1936), 74 p., București.
- Răileanu Gr., Pavelescu L., Gherasi N., Năstăseanu S., Bercia I., Mercus D. (1961) *Carpații Meridionali. Ghidul excurs. C. Congr. V, Asoc. geol. carp.-balc.* 126 p., București.
 - Bercia I., Boldur C., Constantinof O., Maier O., Marinescu Fl., Mercus D., Năstăseanu S. (1967) Geological Structures of the South-Western Carpathians. *Guide to Excurs. 49 AC, Intern. Geol. Congr. 23 Sess.* Prague, 1968, 50 p., București.
- G r u b i ć A. (1974) Eastern Serbia in the Light of the New Global Tectonics: Consequences of This Model for the Interpretation of the Tectonics of the Northern Branch of the Alpides. In: *Metallogeny and Concepts of the Geotectonic Development of Yugoslavia*, p. 179–212, Belgrad.
- K r ä u t n e r H. G., Năstăseanu S., Berza T., Stănoiu I., Iancu V. (1981) Metamorphosed Paleozoic in the South Carpathians and Its Relations with the Pre-Paleozoic Basement. *Guide to Excurs. A1, Carp.-Balk. Geol. Assoc. 12th Congr.*, București.
- M a k s i m o v i ć B. (1970) La zone de Ridanj-Krepoljin dans la Serbie de l'est. *Vesnik Knjiga*, XXVIII, p. 149–154, Beograd.
- M u r g o c i M. G. (1905) Sur l'existence d'une grande nappe de recouvrement dans les Carpathes Méridionales. *C. R. Acad. Paris* (31.VII.1905), *Bul. Soc. Șt.* (1907), XVI, p. 50–52, București.
- Năstăseanu S. (1978) Considérations préliminaires sur l'existence d'un système de nappes alpines dans la zone de Reșița à Lupac (Banat). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXIV, p. 89–106, București.



- Petković V. (1930) O tektonskom sklopu I. *Srbije Glas SKAN*, CXL, Beograd.
- Popescu-Voitești I. (1929) Aperçu synthétique sur la structure des régions carpathiques. *Ref. Muz. Geol. Miner. Univ. Cluj*, III/1, Cluj.
- Radovanović S. (1909) Sarijazi u SI Srbiji. *Zapis. SGD*, Beograd.
- Rădulescu D., Săndulescu M. (1973) The Plate-Tectonics Concept and the Geological Structure of the Carpathians. *Tectonophysics*, 16, p. 155 – 166, Amsterdam.
- Săndulescu M. (1975) Essai de synthèse structurale des Carpathes. *Bull. Soc. Géol. France* (7), XVII/3, p. 300 – 358, Paris.
- Sikošek B., Maksimović B. (1965) Essai d'interprétation de l'origine de l'histoire structurale de la Serbie Orientale entre le Danube et la rivière Timoc. *Bull. Mus. d'Hist. Nat., Série A*, 19 – 20, p. 161 – 177, Beograd.
- Streckeisen A. (1934) Sur la tectonique des Carpathes Méridionales. *Ann. Inst. Géol. Roum.*, XVI (1931), p. 327 – 419, București.

QUESTIONS

P. Vetter: Les mollasses hercyniennes (Westphalien à Autunien) que vous avez signalées sur vos coupes sont-elles toutes entièrement comprises dans les nappes de charriage ou existe-t-il des zones où le Carbonifère est autochtone?

Réponse: Sur la coupe présentée, la molasse hercynienne est comprise dans des digitations. Plus à l'est on rencontre des dépôts westphalien-autuniens qui surmontent le socle cristallin qui appartient à une unité plus externe (zone de Reșița). Le cristallin de cette unité-là appartient au domaine gétique.

C. Strutinski: 1. Do you have any argument that proves, within the Banat Hills, the Paleocene age of the Dognecea-Luznica and Bocșa-Morava Nappes?

2. Are there doubtless arguments regarding the post-Senonian age of the Getic overthrust? I mean is there not the slightest doubt that the overthrust Upper Cretaceous may be older?

Answer: 1. In the studied area the Supragetic Nappes overlie Barremian-Lower Aptian formations. There are no arguments which could plead for the Paleocene age of the Supragetic Nappes.

2. There are enough arguments which support the post-Senonian age of the Getic overthrust.



STAGES IN THE MOESIAN PLATFORM HISTORY¹

BY

DUMITRU PARASCHIV²

During the last quarter of this century, numberless seismic surveys have been carried out and thousands of wells have been drilled throughout the Moesian Platform, which has allowed revealing the geological structure of the respective unit, together with the discovery and valorisation of countless hydrocarbon deposits.

According to the presently collected data, the heterogeneous platform basement, supports a more or less complete sedimentary cover, whose age starts with the Cambro(?) - Ordovician and ends with the Quaternary. The thickness of these formations highly varies, some times even exceeding 8000—10 000 m.

The ensemble geological studies drawn out at various stages of knowledge (Pătruț et al., 1961; Grigoraș et al., 1963; Paraschiv, 1979 etc.) have led to the conclusion that the deposit succession in the Moesian Platform has accumulated during four major sedimentary cycles: Ordovician (possibly Cambrian) - Carboniferous, Permian-Triassic, Jurassic-Cretaceous (locally also Eocene) and Neogene (starting with the Badenian). From the point of view of the geometric bed disposition, the same works admit the presence of two structural substages: one corresponding to the pre-Permian, the other to the post-Triassic. Accordingly, the Permo-Triassic stands for a transition between the above mentioned substages.

The need to discover new oil and gas fields, strongly connected to better knowing the geological context, has called for resuming complex studies meant to establish the main development stages in the Moesian Platform. Some of the conclusions reached by these researches are listed in the lines to come.

One of the most familiar pictures of the whole disposition of the platform sedimentary deposits is that of an extremely faulted monocline, which falls in steps in front of the Carpathians. Concomitantly with the northward platform sinking, a continuous thickening of the Neogene occurs in the same direction, from 200—300 m near the Danube down to 2500—8000 m around the Bibești-Tinosu line (Fig. 1).

¹ Paper presented at the 12th Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association, September 8—13, 1981, Bucharest, Romania.

² Ministry of Petroleum, Bucharest, Romania.



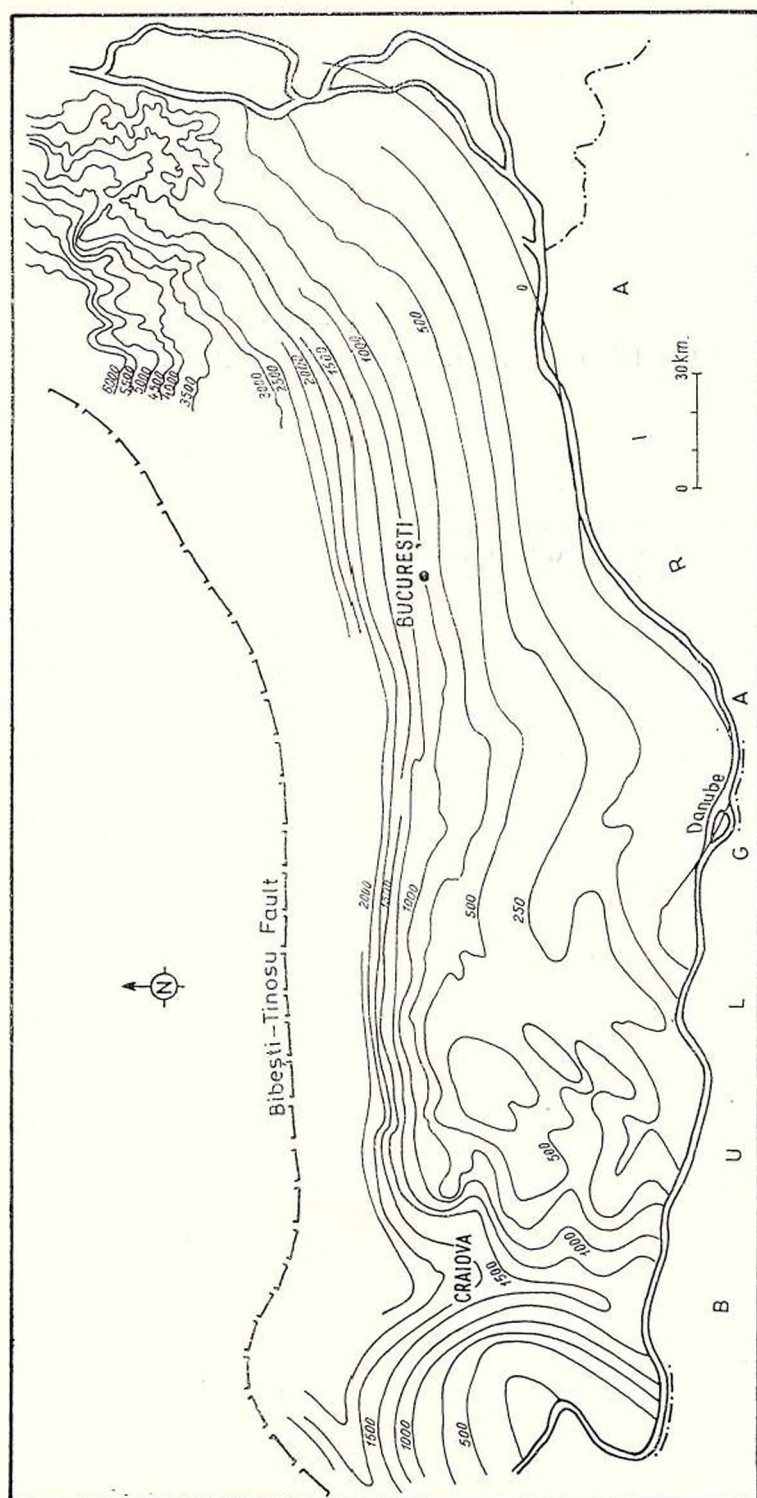


Fig. 1. — Isobath maps (in metres) at the Neogene base.

The pattern suggested in Figure 1 actually represents „the present situational plan”, dating as far as the Badenian, if not earlier. It is already known that, with the end of the Cretaceous, sometimes even in the Eocene, the area corresponding to the Moesian Platform has dried up and has been subjected to powerful denudation. Later on, as a consequence of the platform underthrusting process, its northern margin has sunk in front of the Carpathians and was broken into steps, along certain east-west oriented faults, i.e. perpendicular to the thrusting direction. The platform sinking made room for water invasion and sedimentary process resuming, first (during the Badenian) on the northern, sunken margin. Then (during the Sarmatian), the seashore has progressively extended southwards about the present Danube Valley. The amplitude of the foreland underthrusting process is given by the subsidence rate, which increases northwards. During the same span, Badenian-Quaternary, frequent shoreline oscillations equally took place, being east-west oriented.

The above discussed elements lead to the conclusion that the last development stage (the „present situational plan”) may be defined as a „subsident platform” and has been determined by the northward movement of those crustal segments which make up this geological unit. Associated to the underthrusting processes, the movements in question are responsible for the northern platform margin sinking and breaking, the establishment of hypersubsident conditions, the appearance of a whole network of ruptural, east-west oriented accidents and of shoreline, identically oriented, variations.

The intensity and direction of the dynamic evolutionary factors which acted during the Paleogene and Lower Miocene, when the Moesian Platform was dryland, are difficult to precise. In this respect, mention must be made of the fact that the paleorelief and generally, the paleohydrographic network, prior to the Badenian-Sarmatian, gravitated towards the Carpathian Foredeep. Certain rivers, such as the Paleoju, also drained an important part of the Bulgarian territory, which means that the northward movement and the underthrusting exerted by the foreland crustal segments started in the Lower Miocene, if not in the Paleogene. In other words, the last development stage of the Moesian Platform should be drawn back to the lowermost Miocene, if not to the Oligocene.

Drawing back into the past, from the known to the less known, the next development stage of the territory between the Danube and the Carpathian Foredeep corresponds to the Dogger (locally also Upper Liasic)—Senonian interval. Unlike the Neogene stage, predominantly carbonate deposits have accumulated during the Jurassic and the Cretaceous, which allows stating that the area in question underwent the evolution of a „compensated platform”. As seen below, another significant dissimilarity from the present situational plan is given by the fact that the prevailing tendencies in thickness and facies variations of the Mesozoic terms are from north to south and not from east to west. That is to say that during the Dogger-Senonian interval, the Moesian Platform has evolved under the influence of eastward-coming pressures.

The last Mesozoic term, overlying the whole platform surface is the Senonian. East of the Bucharest meridian, where fully investigated re-



cently, the deposits of this term occur as a huge erosion witness (Fig. 2). Regardless of the features brought about by post-Cretaceous denudation, north-west — south-east isopach tendencies are to be noticed within the present distributional area. The facies zones are identically oriented (e.g. : the Spongolite facies).

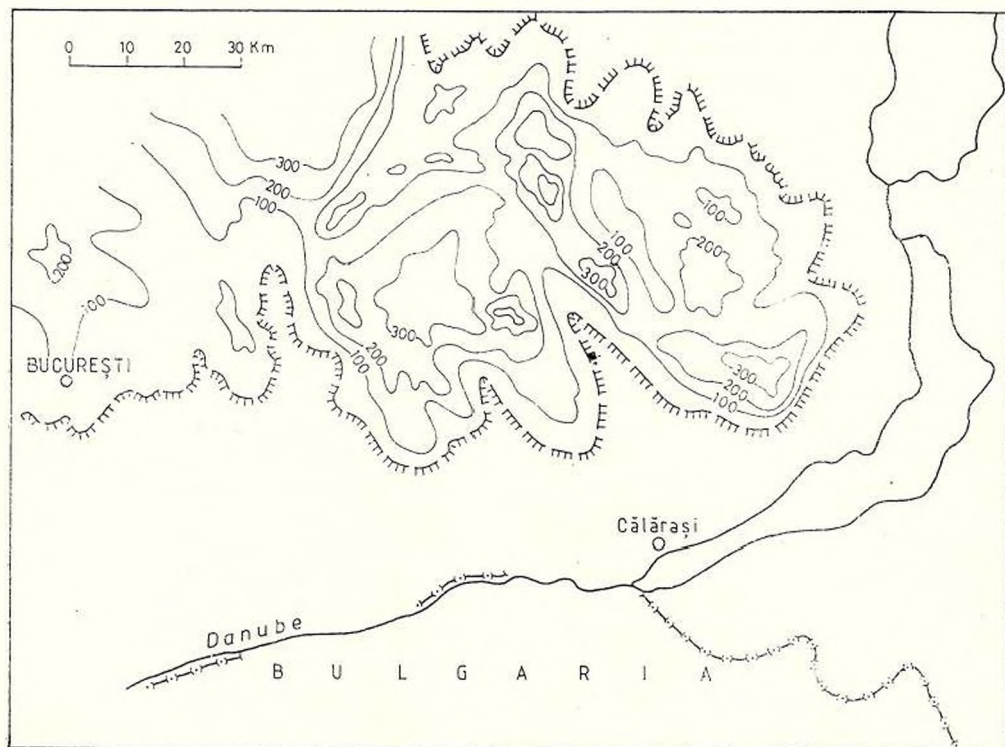


Fig. 2. — Isopach map (in metres) of the Smirna Formation (Senonian) in the eastern part of the Moesian Platform.

At the Albian level, another fully investigated term, the distributional areas and the facies variations obviously have a north-south tendency as well. As seen in Figure 3, in the western part of the platform, the Albian covers a clayey-limy facies; in the middle, the respective deposits grow gritty-limy, while in the eastern part (Dobrogea included) there are sandstones and sands.

According to recent studies (Costea et al., 1978), the Upper Valanginian (Fig. 4), as well as the whole Lower Cretaceous, change their facies east-westwards. More precisely, the facies zones are north-east — south-west oriented. Thus, starting with the western extremity of the Moesian Platform, a successive spacing with Trocholinae and Miliolidae of the interclastic calcareous facies, with Tintinnidae of the calcareous pelagic facies and with Trocholinae and Miliolidae of the calcareous micritic facies are registered. The reefal bodies and barriers have the same, north-east — south-west orientation. All these tendencies suggest horizontal



pressures and movements of the constitutive crustal segments from the east — south-east direction.

Having in view that a somehow similar situation occurs with Upper Kimmeridgian-Tithonian deposits (Vinogradov et al., 1978), the image supplied by the Dogger isopachs (actually by the Toarcian-Lower

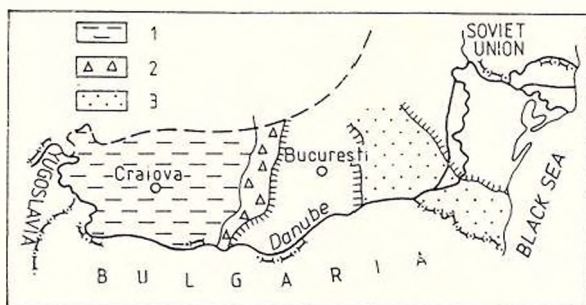


Fig. 3. — Albian facies distribution.

1, predominantly pelitic facies; 2, gritty calcareous facies;
3, sandy-gritty facies.



Fig. 4. — Upper Valanginian facies distribution (according to Costea et al., 1978).

1, interclastic calcareous facies with Trocholinae and Miliolidae; 2, pelagic calcareous facies with Tintinnidae; 3, neritic calcareous facies with Trocholinae and Miliolidae.

Callovian interval) is worth mentioning. As seen in Figure 5, the distributional area, as well as the isopachs of the basal (terrigenous) term which starts in the last but one platform development stage, are oriented north-west — south-east, a tendency equally registered with the Senonian. It is difficult to say whether the slight orientational change as compared to the Malm or the Lower Cretaceous is due to certain east-north — east coming pressures or to pre-existent structural lines influence.

The relatively limited degree of knowledge on Triassic and Paleozoic formations makes it difficult to identify and delimit other develop-

ment stages of the Moesian Platform. Consequently, the following report has only a preliminary character thus being liable to further discussions and modifications.

A distinct stage in the platform history seems to be represented by the Permo-Triassic, possibly by the Namurian-Westphalian too. During

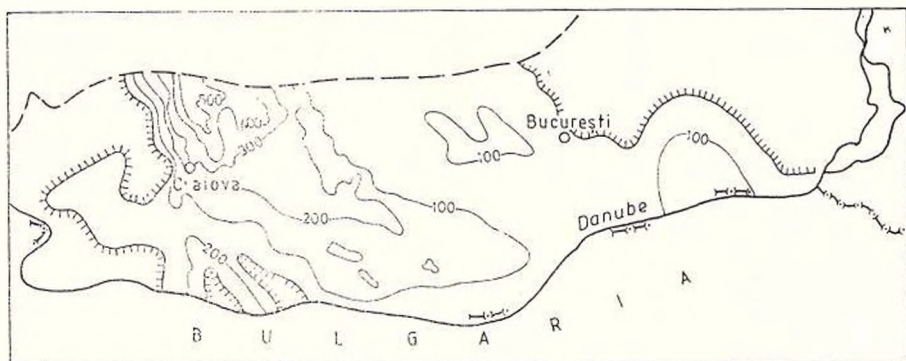


Fig. 5. — Isopach map (in metres) of the Dogger.

this time interval, as well as during the pre-Namurian, the area between the Carpathians and the Danube seems to have undergone an ununitary evolution. The area in question consisted of at least two compartments (microplates), characterized by different geodynamical conditions. The compartments under discussion were separated by the Belciugatele dislocation, oriented north-west — south-east, same as the Dobrogea faults. The Belciugatele dislocation runs right east of Bucharest. There might equally be a third crustal segment (compartment), west of the Olt fault.

The third development stage (going back from the present to the past) of the Moesian Platform is characterized by utter instability, mirrored in a strong rifting process associated to the magmatic events. The sediments, predominantly terrigenous and quasicontinental, accumulated under subsident conditions. A carbonate, marine-lagunary episode (Anisian-Ladinian, locally also Westphalian) inserts in the terrigenous sequence, suggesting a short, eventless period of balance.

Unlike the Dogger, the upper term (Upper Triassic) of the third stage obviously presents east-westward orientations both with respect to the distributional area and to the isopachs. Moreover, the Segarcea Formation (Fig. 6) occurs practically south of an important disjunctive accident (east-west) along which the two platform compartments might overthrust. Most of the emission lines of Permo-Triassic magmatites have the same east-westward direction.

The Triassic carbonate deposits which make up the Alexandria Formation (Fig. 7) also show an east-west general tendency. Same as the Upper Triassic, their presence is associated with the southern compartment. Certain isopach disturbances might be determined either by lithofacial variations, extremely strong at the formation base, or by post-Ladinian denudation.



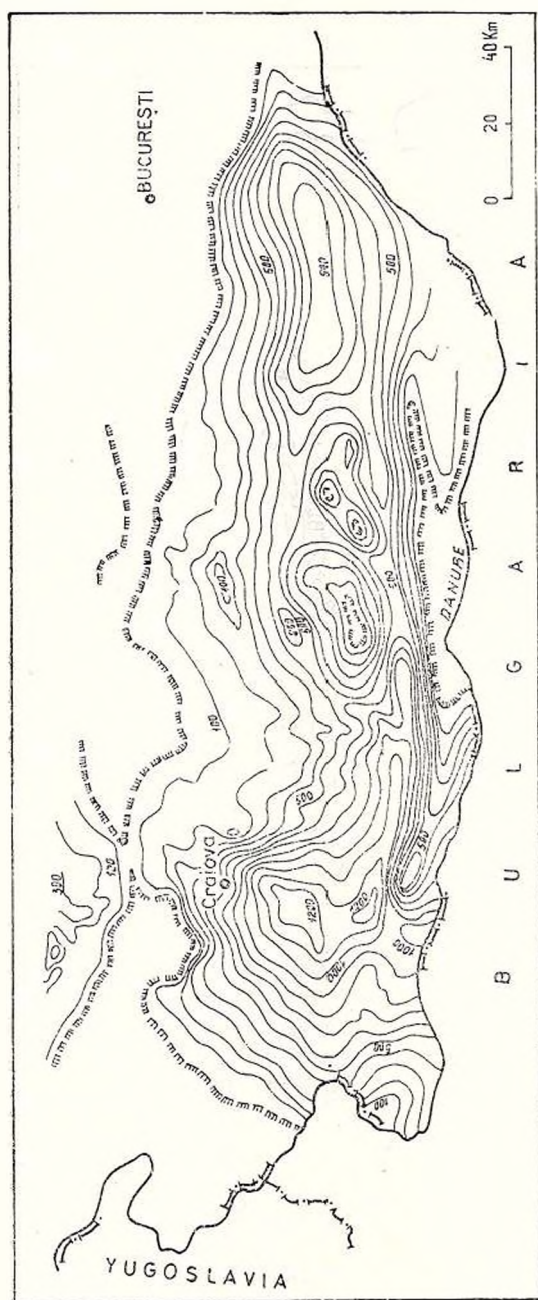


Fig. 6. — The Segarcea Formation (Upper Triassic) isopachs (in metres).

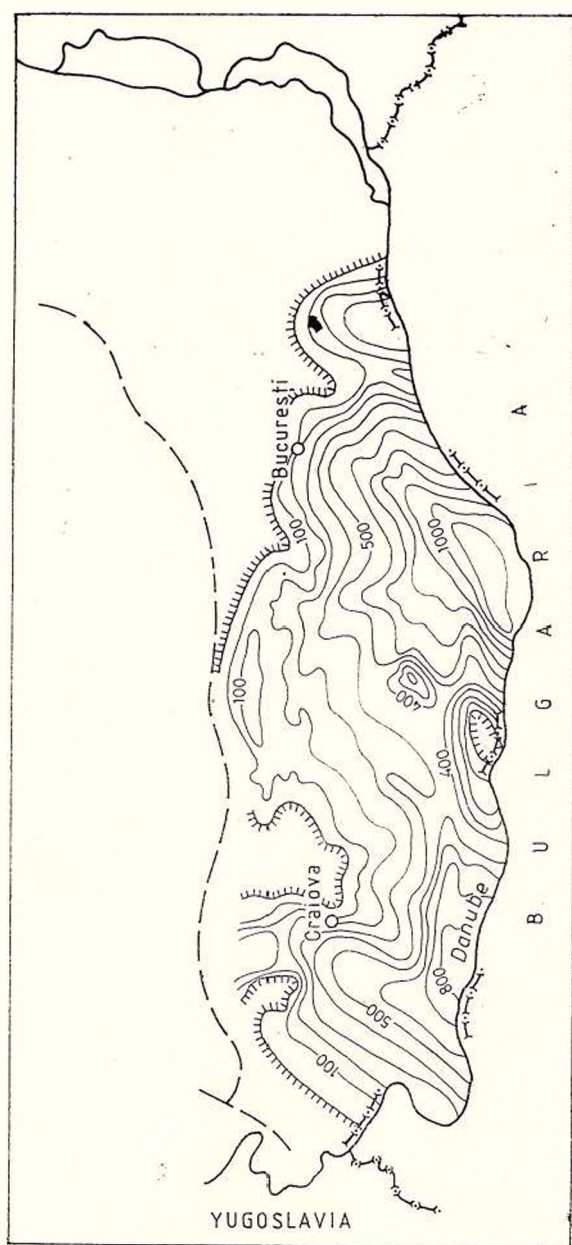


Fig. 7. — The Alexandria Formation (Triassic carbonate deposits) isopachs (in metres).

At the Vlaşin Formation (Namurian-Westphalian) the same east-westward orientations of the distributional area and of the isopach are to be witnessed. Like the Triassic, these deposits develop in the southern part of the platform (Fig. 8).

The above described picture, comprising all the three markers, is that of the western microplate. As far as the eastern microplate, beyond the Bucharest meridian, is concerned, the Vlaşin Formation distribution and thicknesses follow the north-west — south-east direction, as in the case of the Permo-Triassic (Fig. 8). There are similar tendencies for older formations, down to the basement level.

The above discussed knowledge items come to support the hypothesis that during a third stage, the Moesian Platform has evolved under the influence of two geodynamical tendencies: an eastward one, manifested in the Black Sea microplate and a southern one, powerfully impacting upon the western compartment.

It is much harder to reconstruct the Moesian Platform history before the Sudetian diastrophism. A division of the moesian realm into two major segments is supposed to have pre-existed; the latter might have acted under the influence of the same two dynamical energy sources (southern and eastern). There certainly was a „compensated platform” stage in the Givetian-Viséan interval and a „subsident platform” from the Eiffelian up to the Cambro-Ordovician.

The brief review above makes room for several conclusions.

After its basement consolidated (during the tectonomagmatic assyntic cycle), the Moesian Platform evolved under the influence of two geodynamical tendencies: an east-coming one, probably the echo of the East-European Platform expansion, and a south-coming one, possibly the result of the African Shield displacement. The intensity and, consequently, the effects of these geodynamical tendencies have varied temporally, so that, during certain periods, it was the south-coming forces which prevailed, while during others, the east-coming ones did.

There could be delimited at least two main development stages in the Moesian Platform, separated by the echoes of the Eoalpine diastrophism. This moment is located about 180–200 m.y. ago, corresponding to the beginning of the present lithospheric plate drift. In the pre-Jurassic, the moesian realm overlies at least two microplates, whose geodynamical conditions were determined by various forces: the Black Sea (eastern) microplate has evolved under the influence of the East-European Platform expansion, while the western microplate developed under the south-coming force impact. During the post-Triassic period, the platform functioned unitarily (the two compartments welded) first (during the Jurassic-Cretaceous) under the pressure caused by the East-European Platform displacement, then, finally, (Miocene, possibly Oligocene too) a northward foreland underpushing process took place. The post-Jurassic development stage was preceded by one of strong rifting and intense magmatic activity.

Besides their geodynamical conditions, the two periods also differ in their geothermal conditions. Thus, according to biostratigraphical research studies (Paraschiv, Baltes, 1980), the geothermal gradient curve marks a significant step at the Jurassic/Triassic boundary,



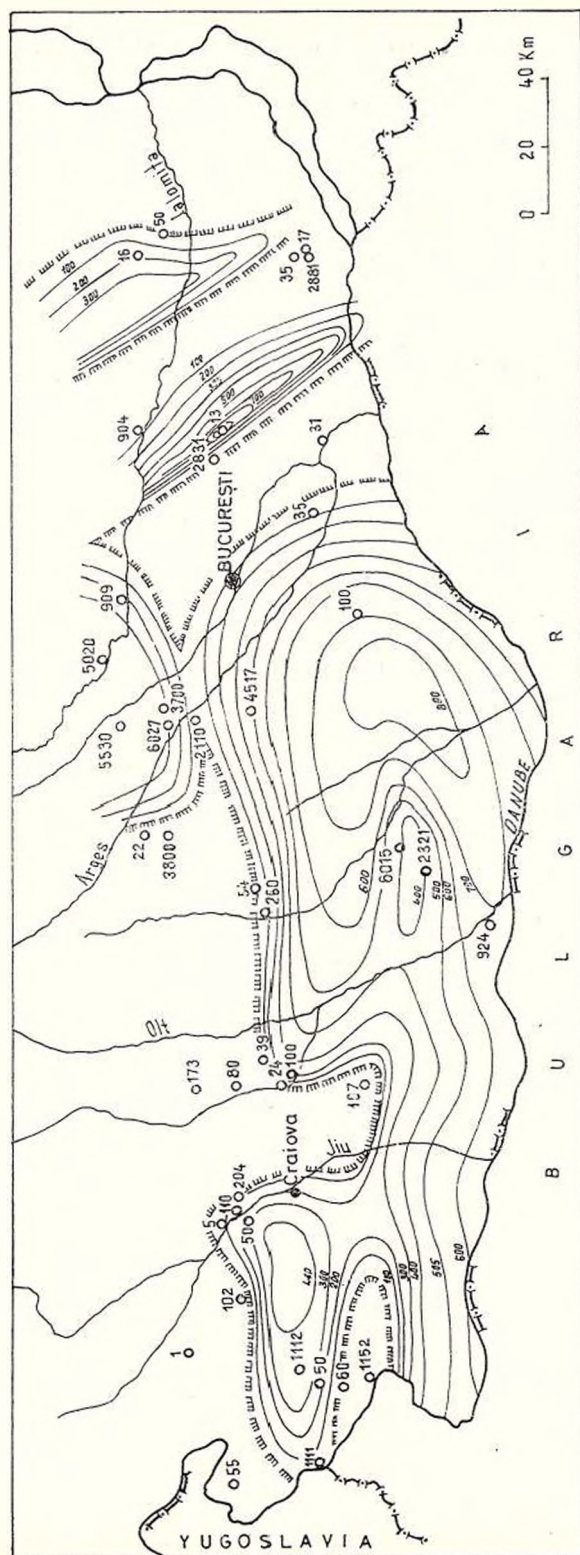


Fig. 8. — The Vlaşin Formation (Naurian-Westphalian) isopachs (in metres).

which is equivalent to the temperature of a 1600 m thick stratigraphical column. Pre-Jurassic formations are estimated to have benefited from a higher geothermal gradient. Similar situations have been signaled in Greece, as well as in the Timor Sea Region (Kraus, Parker, 1979). Another temperature step, equivalent to a 550–1 000 m thick stratigraphic column, occurs at the beginning of the Călărași Formation (Dinantian + Devonian). The geothermal paleogradient increases with the respective steps. Consequently, it would not be impossible for the Sudetian diastrophism to mark the boundary between two great evolutionary periods of the Moesian Platform. It is interesting to signal that the gap between the Malm and the Neogene, equivalent to about 100 m.y. is not noticeable in the paleogeothermal profile.

The analysis of facies and thicknesses distribution and of main disjunctive elements orientation, helps to separate several development stages for the platform. Going back from the present to the past, these stages may be defined as follows: subsidient platform (Neogene), compensated platform (Cretaceous, Jurassic), rifting and magmatism stage (Triassic, Permian and possibly, Namurian), compensated platform again (Visean-Givetian), subsidient platform again (Eiffelian-Ordovician).

Beyond the purely scientific field, the above described aspects can be successfully applied to hydrocarbon prospection and exploration activity.

REFERENCES

- Airinei Șt. (1979) Teritoriul României și tectonica plăcilor. Edit. științifică și enciclopedică. 126 p., București.
- Costea I., Comșa D., Vinogradov C. (1978) Microfaciesurile Cretacicului inferior din Platforma moesică. *Sstud. cerc. geol., geofiz., geogr., Geol.*, 23/2, 299–311, București.
- Grigoraș N., Pătruț I., Popescu M. (1963) Contribuții la cunoașterea evoluției geologice a Platformei moesice de pe teritoriul R.P.R. *Asoc. geol. carp. – balc., Congr.* V, IV, 115–131, București.
- Kraus G., Parker K. (1979) Geochemical evolution of petroleum source rock in Bonaparte Gulf – Timor Sea Region, Northwestern Australia. *A.A.P.G. Bull.*, 63/11, 2021–2041, Oklahoma.
- Paraschiv D. (1978) Contribuții la cunoașterea formațiunilor detritice jurasice din Platforma moesică. *Mine, petrol și gaze*, 7, 330–335, București.
- (1979) Platforma moesică și zăcămintele ei de hidrocarburi. Edit. Acad. R.S.R., 195, București.
- (1981) Asupra conținutului litostratigrafic al Formațiunii de Segarcea. *Mine, petrol și gaze*, 1–2, 77–81, București.
- Balteș N. (1980) Report, archives of the I.C.P.P.G. București.
- Comșa D., Vinogradov C. (1980) Senonianul din sectorul estic al Platformei moesice. *Mine, petrol și gaze*, 5, 261–265, București.
- Dăneț N., Popescu M. (1978) Date noi referitoare la vîrsta formațiunii carbonatice triasice din Platforma moesică. *Mine, petrol și gaze*, 5, 244–246, București.
- Popescu M. (1980) Formațiunea de Vlașin. Noi date biostratigrafice-litofaciale. *Mine, petrol și gaze*, 6, 313–315, București.



- Pătruț I., Popescu M., Teodorescu C., Molnar M. (1961) Contribuții la cunoașterea geologică a Platformei moesice. Stratigrafie. *Petrol și gaze*, 11, 181–195, București.
- Vinogradov C., Costea I., Comșa D. (1978) Microfaciesuri jurasice superioare din Platforma moesică corelate cu depozite sincrone din zone învecinate. *Stud. cerc. geol., geofiz., geogr., Geol.*, 23/1, 65–72, București.

QUESTIONS

G. D. Ashgiriei: What other methods, besides those used by sedimentologists, may be used for controlling the results? Is it possible to use the methods applied to the study of oil and gas inclusions of typomorphous minerals?

Answer: Besides sedimentologic investigations, biostratigraphic, geophysical, geochemical, hydrogeological, paleogeographic and structural (geometric) data were used. The study of hydrocarbon inclusions of typomorphous minerals would be of interest, but this method has not been used by us.

M. Bleahu: Have you an explanation for the changes in the geothermal regime during the evolution of the area? I suggest that one of the causes of the changes in the heat sources could be the movement of the Moesian Plate over, or near a hot spot.

Answer: There are several causes. I should only mention the role of the tectono-magmatic events. Thus, the Permian is characterized by a strong platform rifting associated with basic and acid eruptions which continued as far as the Middle Triassic. There are Permian intrusive magmatic bodies that had been emplaced during the brethon or sudete diastrophism.

V. Lăzărescu: Est-ce que vous considérez possible ou non que la faille Fierbinți soit encore active comme le siège d'un décrochement en marche. C'est une question importante pour pouvoir dire quelque chose sur les futurs grands tremblements de terre de Vrancea. Il y a une hypothèse selon laquelle la partie orientale de la Plaine Roumaine se déplace vers le NO en dessous de la région de courbure des Carpathes Orientales. On va la vérifier par des mesurages géodésiques dans un polygone géodynamique près de Fierbinți. Donc est-ce que vous avez des arguments pro ou contre la possibilité d'un mouvement actuel vers le NO?

Jusqu'à présent (Cornea, Polonic, 1979) on a établi qu'après le grand événement sismique de 4 mars 1977, de nombreux épicentres de réplique et des tremblements satellite se sont arrêtés à l'est de la ligne Fierbinți. Cela suggère qu'elle est un écran, peut-être encore actif, contre l'énergie sismique.

Réponse: Je considère que la faille Fierbinți, nommée par moi „faille Belciugatele”, est encore active et deux segments d'écorce sont décrochés le long de celle-ci (la microplaque de la Mer Noire et la microplaque moesienne).

Quant aux investigations géodésiques, qui envisagent la vérification du décrochement aussi bien que son ampleur, il est possible que les résultats soient influencés négativement par le processus de glissement gravitationnel (vers le nord) du Néogène, présent sur les deux microplaques.



SUR LES FACTEURS STRUCTOGÉNÉTIQUES DU SECTEUR ROUMAIN DE LA PLATE-FORME MOESIENNE ¹

PAR

DUMITRU PARASCHIV ²

En dépit du terme de „plate-forme” utilisé pour le territoire compris entre l'avant-fosse carpathique et les Prébalkans, les facteurs qui ont actionné auprès de la géométrie des dépôts sédimentaires sont assez nombreux et complexes. Afin d'exemplifier cette assertion, la note ci-présente traitera plusieurs aspects structogénétiques principaux à l'égard du secteur roumain de la plate-forme moesienne, situé au nord du Danube.

Comme la littérature spécialisée l'a déjà indiqué (Paraschiv, 1979), le fondement de la plate-forme moesienne, considéré comme hétérogène, semble s'être consolidé, en général, à la fin du cycle tectono-magmatique assyntique. Au cours de l'intervalle de temps qui suivit à la consolidation du fondement moesien, une séquence épaisse de dépôts s'est accumulée, dont l'âge s'étend du Cambro-Ordovicien jusqu'au Quaternaire. Quelques phases de glyptogénèse, plus nombreuses et plus longues dans les zones de soulèvement majeur, ont interrompu le processus d'accumulation. On admet généralement quatre cycles principaux de sédimentation: Cambro-Ordovicien, Carbonifère, Permo-Trias, Jurassique-Crétacé (local et Eocène) et Néogène-Quaternaire (à partir du Badénien).

Quant à la disposition des couches, on pourrait attribuer les dépôts sédimentaires de la plate-forme, dont l'épaisseur dépasse par endroits 8 000—10 000 m, à trois sous-étages. Ces derniers correspondent à peu près aux cycles de sédimentation à l'exception du troisième sous-étage où l'on pourrait encadrer toutes les formations post-triasiques.

a. Quel que soit l'étage structural, la couverture sédimentaire est entièrement dominée par la tectonique rupturale. Les innombrables prospections sismiques et forages effectués à travers la plate-forme ont démontré l'existence d'un réseau de failles extrêmement dense. Dans les zones minutieusement investiguées, on a trouvé une fréquence de l'ordre 0,5—1 km (la distance entre les failles) pour les accidents disjonctifs, même au niveau des formations néogènes (fig. 1). Les cartes structurales, dressées pour de

¹ Note présentée au 12^{ème} Congrès de l'Association Géologique Carpatho-Balkanique, le 8—13 septembre 1981, Bucarest, Roumanie.

² Ministère du Pétrole, Bucarest, Roumanie.



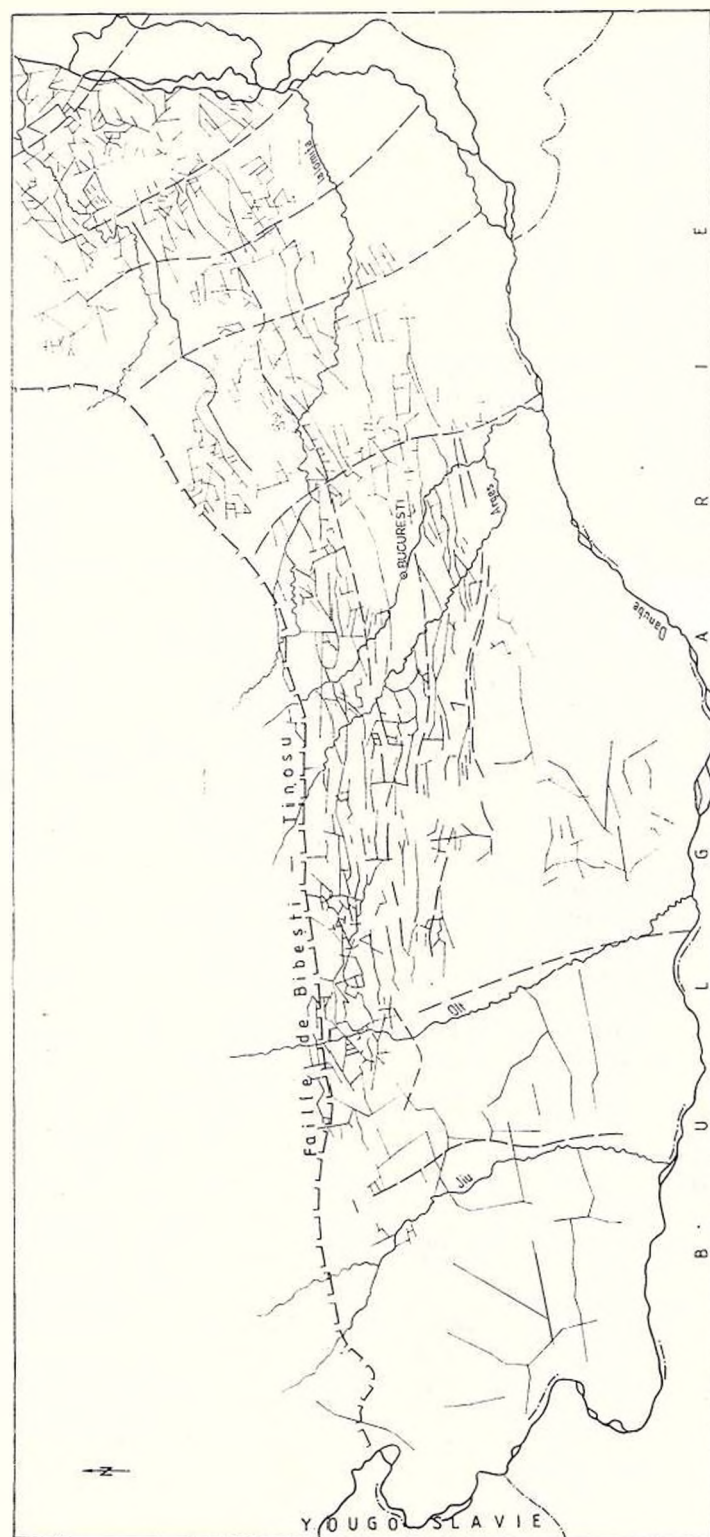


Fig. 1. — Carte des accidents disjonctifs principaux déterminés dans les zones investiguées par les puits et des moyens sismiques.

divers repères, comme la base du Néogène, le toit des dépôts carbonatés du Crétacé inférieur, la base des calcaires néo-jurassiques, le toit de la formation carbonatée du Trias, indiquent une plus grande densité des éléments rupturaux au niveau de la séquence carbonatée malm-crétacée, par rapport aux termes adjacents. On pourrait expliquer cette non-uniformité par l'âge différent des termes stratigraphiques analysés, respectivement par les effets combinés des diastrophismes qui y ont agi, aussi bien que par la variation lithologique de la séquence sédimentaire. On devrait y ajouter aussi les causes liées à la gravitation (R o s c a, 1978). En ce qui concerne la réduction du nombre des failles au niveau des dépôts néogènes, on pourrait la justifier non seulement par l'âge plus récent ou le caractère presque exclusivement élastique des formations respectives, mais aussi par l'absence de certains contrastes remarquables de densité (repères) qui permettraient la mise en évidence des accidents grâce aux investigations sismiques.

On peut distinguer deux directions majeures dans l'orientation du réseau de failles déterminées (sélectivement représentées dans la figure 1) : l'une est-ouest, parallèle aux Carpathes valaques ; l'autre, nord-sud ou nord-ouest — sud-est, plus ou moins parallèles à l'orogène nord-dobrogéen. Plus nombreux et plus visibles, les accidents disjonctifs orientés est-ouest, se sont formés ou réactivés pendant le Néogène, par suite de la rupture et l'affaissement en gradins de la plate-forme au-devant des Carpathes, processus déterminé par le sous-charriage de l'avant-pays. Une bonne partie de ces failles sont certainement d'âge triasique, paléozoïque ou même plus anciennes, tenant compte qu'au long de ces dernières on a identifié des roches effusives permo-triasiques et des intrusions magmatiques paléozoïques. Les principaux accidents rupturaux, orientés nord-sud et nord-ouest — sud-est sont probablement dus à l'expansion de la plate-forme est-européenne. Parmi ces accidents, on connaît aussi les failles dobrogéennes, qui datent du Paléozoïque, sinon du Précambrien.

Sauf quelques causes spéciales, parfois locales, comme la composition lithologique, l'âge des dépôts et l'action de la gravitation, la tectonique rupturale qui domine à travers la plate-forme, est due aux poussements exercés du sud (la plaque africaine) et de l'est (la plate-forme est-européenne). L'intensité de ces mouvements de l'écorce a varié temporellement et spatialement, d'où la distribution inégale des accidents ayant une certaine orientation.

b. Presque toutes les notes publiées jusqu'à présent (Pătruț et al., 1961 ; Grigoraș et al., 1963 ; Paraschiv, 1979 etc.) ont adopté un point de vue selon lequel la couverture sédimentaire de la plate-forme n'a pas été affectée par les plissements. Après la consolidation du fondement moesien, les seules déformations notables qui se sont produites en dehors des distortions rupturales correspondent à quelques éléments positifs et négatifs majeurs, du type plate-forme, comme par exemple les soulèvements Vidin-Strehaia, Balș-Optași, Lom-Craiova, Roșiori-Alexandria et Călărași. Ces déformations majeures, datant possiblement du Précambrien, ont impliqué les dépôts paléozoïques aussi bien que triasiques. A présent, selon la tectonique des plaques, les déformations mentionnées pourraient avoir une origine et une signification différentes. Elles sont probablement le résultat des rapports dynamiques établis entre les



divers segments de l'écorce correspondant à l'actuelle plate-forme moesienne. Il est également possible que de tels „éléments majeurs de type plate-forme” aient pris naissance après le diastrophisme sudète. Pour soutenir cette hypothèse viennent de s'ajouter les données de forage récemment obtenues dans la partie occidentale de la plate-forme (Oprisor, Gîrla Mare), qui infirment l'existence de l'ancien soulèvement supposé à Strehaia.

L'analyse minutieuse des données géophysiques et de forage permet deux constatations que l'on doit spécialement souligner. La première concerne les inclinaisons assez grandes (allant jusqu'à 50° , mesurant en moyenne $10^\circ - 25^\circ$) signalées au Paléozoïque et au Trias. On a d'abord considéré de telles valeurs comme le reflet de la pente des divers blocs. La deuxième constatation est à l'égard d'une série de structures productives ayant une forme voûtée, anticlinale au niveau du Crétacé inférieur (y compris) vers le bas. C'est le cas des structures Iancu Jianu, Ciurești sud et, partiellement, Petrești-Corbii Mari-Poiana etc. La figure 2 reproduit le modèle structural (sismique) Peretu, pour un repère qui représente le toit de la formation carbonatée du Trias. Ce modèle-ci, comme bien d'autres dans la partie méridionale de la plate-forme, atteste l'existence de certains éléments plicatifs. D'ailleurs, il y a des ondulations positives et négatives légères qui affleurent aussi au Crétacé inférieur de la Dobrogea méridionale (Chiriac, 1979).

L'existence dans la plate-forme moesienne des éléments plicatifs est une réalité incontestable. Il ne reste à expliquer que le phénomène comme tel. Selon l'une des hypothèses, on pourrait dire que le processus de plissement n'a pas pris définitivement fin avec la consolidation du fondement, mais a continué comme un écho des mouvements tectoniques de la chaîne carpatho-balkanique, tout en disparaissant graduellement vers le Crétacé moyen (la phase autrichienne). Tenant compte que beaucoup d'éléments plicatifs signalés se situent autour des contacts entre les segments (les blocs) majeurs de la plate-forme, une autre alternative admettrait que de tels plis sont causés par la collision des compartiments respectifs ou plutôt par l'ajustement de la couverture sédimentaire sur les blocs soulevés et affaïsés.

c. Les recherches tectonophysiques effectuées ces dernières années (Rosca, 1978) ont abouti à la conclusion que dans la plate-forme moesienne il y a eu de prémisses favorables à la formation de certaines structures gravitationnelles. Ces prémisses sont fondées en principal sur l'alternance de certains termes lithofaciaux dont la densité des roches est différente. Il s'agit de dépôts carbonatés (malm-crétacés, triasiques moyens, diantien-givrétiens) encadrés de formations terrigènes l'épaisseur de chaque terme pouvant dépasser 1000 m.

A partir des prémisses théoriques mentionnées et de nombreuses données de forage, on a considéré que l'anticlinal Făurești pourrait constituer un modèle de structure gravitationnelle (fig. 3). Ici, le Néogène terrigène, avec la plaque de calcaires et de dolomies malm-crétacées (cette dernière ayant une densité de 2,45—2,59) se dispose sur les argilites jurassiques (densité: 2,30). Au-dessous des argilites, il y a un horizon de grès et de calcaires argileux qui, à son tour, repose d'une manière discordante sur les argilites du Paléozoïque inférieur. Autrement dit, sous la plaque



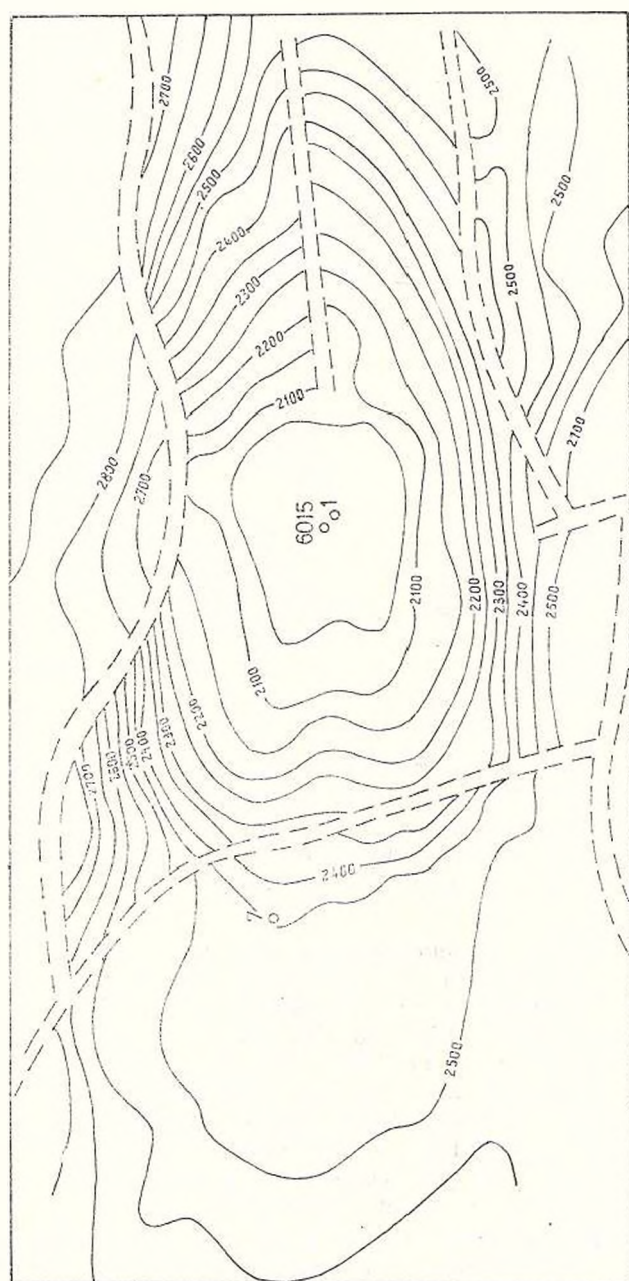


Fig. 2. --- L'antiformal Peretu au niveau du Trias moyen, déterminé à l'aide des enregistrements sismiques.

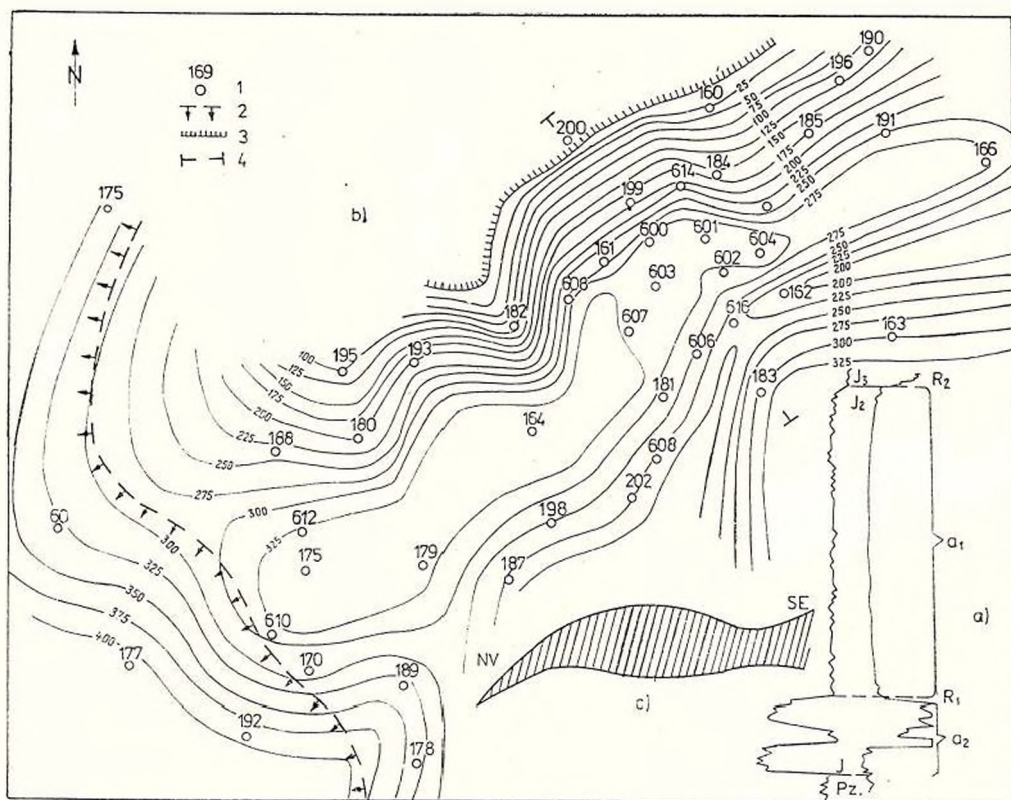


Fig. 3. — Structure diapire de Făurești.

a) profile-type du Dogger: a_1 , horizon pélitique; a_2 , horizon arénitique; b) image structurale au toit de l'horizon pélitique (R_2); c) coupe transversale au niveau de l'horizon pélitique; 1, puits; 2, limite de la zone de développement des dépôts permo-triasiques; 3, ligne de disparition de l'horizon pélitique; 4, direction de la coupe.

carbonatée il y a une séquence épaisse d'argilites qui se développe, un corps gréseux s'y intercalant. La base de la plaque calcaire se trouve à environ 2500 m, tandis que le gradient géothermique régional est d'approximativement $3,5^\circ\text{C}/100\text{ m}$. L'axe de l'anticlinal est marqué de façon inexpectée par une augmentation en épaisseur remarquable des argilites jurassiques (fig. 3), tandis que le corps gréseux intercalé ne présente aucune variation notable en épaisseur. Dans le flanc le plus affaissé (nord-ouest), l'horizon pélitique du Jurassique s'effile jusqu'au point de disparaître. La distortion positive peut être également aperçue, sous forme de voûte, au Crétacé, étant pourtant inapercevable au Néogène.

Par suite des résultats obtenus grâce aux recherches, on a interprété l'anticlinal Făurești comme un diapir d'argiles, formé au Mésozoïque. En dehors du facteur gravitation il est possible qu'à sa formation ait également contribué la mobilité du substratum le long de certains accidents disjonctifs. Etant donné que le contexte géologique de Făurești corres-

pond à une partie considérable de la plate-forme moesienne, on apprécie que la structure diapirique présentée ne constitue pas un cas isolé. En ce qui concerne la possibilité des diapirs à sel, le problème se trouve encore en cours d'investigation.

On a remarqué les divers effets du même facteur gravitation au niveau de la couverture sédimentaire néogène dans la partie orientale de la plate-forme. Là, les dépôts terrigènes du Miocène (à partir du Badénien), du Pliocène et du Quaternaire, deviennent de plus en plus épais du sud vers le nord, à partir de quelques cent mètres jusqu'à 6 000 — 7 000 m. Le sous-charriage de la plate-forme a déterminé une hypersubsidence, de plus en plus accentuée vers le nord ; ce processus continue également de nos jours. A son tour, la couverture néogène, aussi bien que le substratum mésozoïque ou paléozoïque, est affectée par un réseau de failles, orientées en principal est-ouest.

L'affaissement accéléré de la bordure de la plate-forme, associé à une accumulation de type subsident, ont déterminé la migration verticale de certains éléments structuraux. On a remarqué ce phénomène à l'est du méridien Bucarest. Dans une première étape on a constaté que le plan des failles principales orientées est-ouest se déplace verticalement vers le nord, suivant la direction de l'affaissement de la plate-forme. C'est le cas de certains accidents rupturaux majeurs comme Urziceni, Periș (fig. 4), Sinaia-Băraitaru etc. En même temps, le phénomène s'amplifie de l'ouest vers l'est. Ainsi, à Periș, le plan de la faille longitudinale est moins incliné (environ 700 m déplacement horizontal pour une section épaisse de 1700 m), tandis que le déplacement de l'accident disjonctif Urziceni est double (environ 1000 m déplacement pour 1200 m section verticale). On pourrait attribuer certaines variations de l'inclinaison des

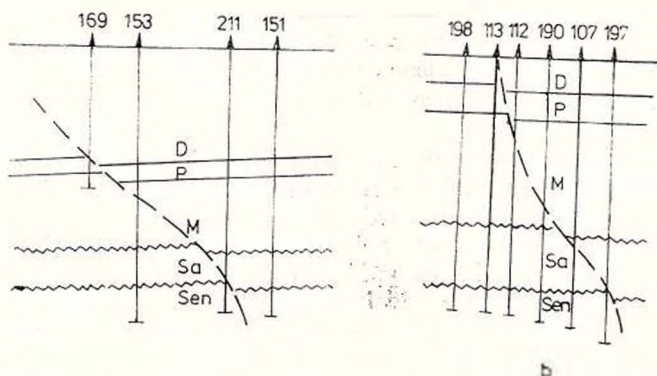


Fig. 4. — Coupes transversales : a. la structure Urziceni ; b. la structure Periș.

failles dans le même profile soit aux différences lithofaciales, soit au changement du rythme du processus de subsidence. Vers le nord, dans le secteur Sinaia-Băraitaru, tout comme dans l'extrémité orientale de la plate-forme moesienne (Gemenile), où des structures voûtées ont pris naissance, on constate un déplacement, dans la même direction, de l'axe des pseudo-

anticlinaux. A Bărăitaru (fig. 5), le rapport entre le déplacement horizontal de la structure et l'intervalle de profondeur sur lequel ce décalage a lieu est de $1/2,8$, tandis qu'à Gemenile, le rapport respectif s'accroît jusqu'à $1/0,62$.

d. Les prospections sismiques, et surtout le grand nombre de puits forés jusqu'à présent, ont mis en évidence une variété de formes de relief

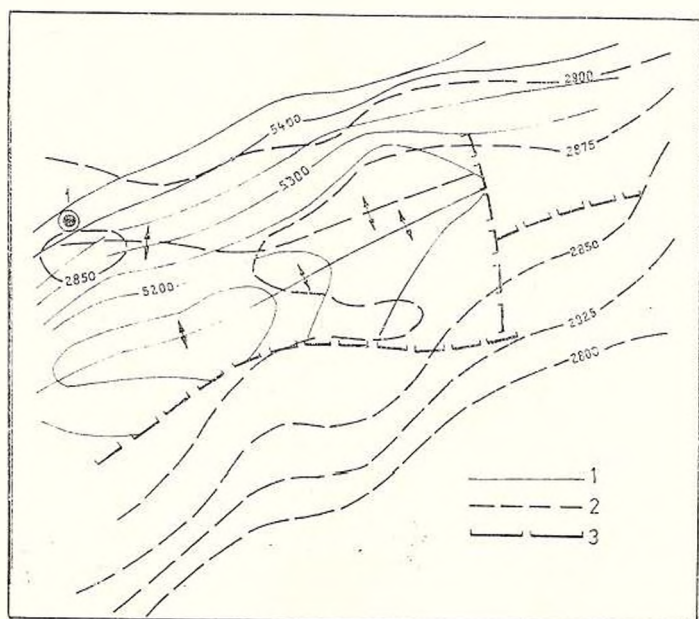


Fig. 5. — Image structurale de l'anticlinal Sinaia-Bărăitaru.

1, isobathes et axes à la base du Néogène ; 2, isobathes et axes à la limite Dacien-Pontien ; 3, failles au Mésozoïque.

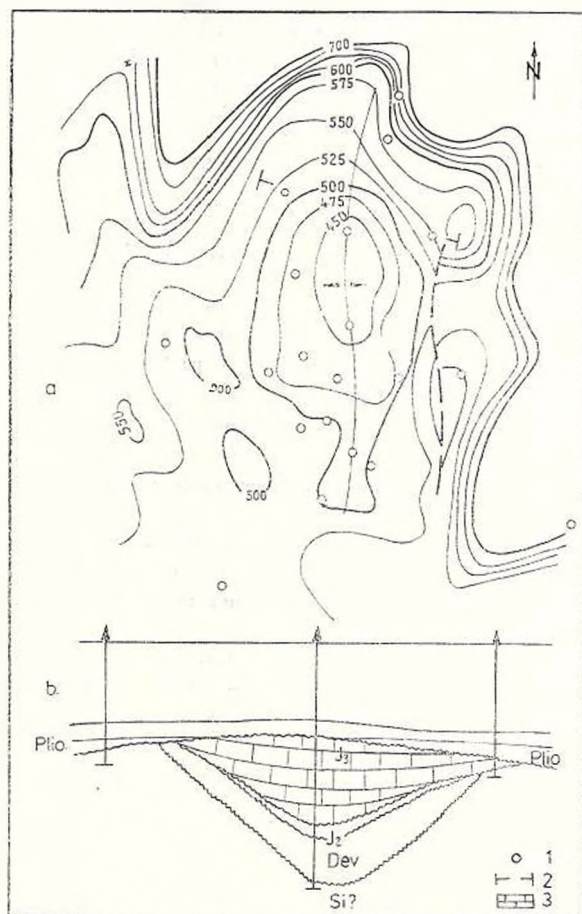
enterrées positives et négatives. Appartenant à quelques étapes successives de dénudation, les paléoreliefs fossilisés sont plus fréquents et plus énergiques au niveau des discordances : fondement-couverture sédimentaire, Carbonifère/Permien (ou Mésozoïque), Trias/Jurassique et Crétacé (parfois Eocène)/Néogène. Les paléoreliefs les mieux connus et valorisés économiquement sont ceux de la base du Néogène. En dehors des aspects sédimentologiques, stratigraphiques, impliqués dans la formation de certaines pièges subtiles, les formes de relief respectives ont joué aussi un rôle structogénétique. Leur dépendance de la structure et de la nature des roches, associée aux procès postérieurs de compactisation, ont transmis leurs formes aux dépôts qui les recouvrent.

Parmi les nombreuses morphostructures néogènes identifiées dans la plate-forme moesienne, un intérêt structogénétique particulier est suscité par la zone de Schei, située dans la partie orientale de la Plaine Roumaine, là où la diversité des roches pré-néogènes, la complexité structurale et le régime dynamique très actif pendant la période post-crétacée,

ont favorisé au pré-Méotien la formation d'une surface de dénudation extrêmement accidentée.

Le soubassement du Néogène est constitué de formations paléozoïques (possiblement de schistes verts également) plissées. Les anciens synclinaux comprennent des dépôts jurassiques, presque exclusivement carbonatés, restes d'une plaque calcaire, massivement érodée. Les calcai-

Fig. 6. — La zone Schei.
a. isobathes déterminées par puits et moyens sismiques à la base du Pliocène; b. coupe géologique transversale; 1, puits; 2, direction de la coupe; 3, dépôts carbonatés du Malm.



res néo-jurassiques des synclinaux ont été préservés sous forme d'éléments positifs, constituant ainsi de véritables inversions de relief. Le Néogène qui recouvre le mosaïque respectif, débute par le Méotien, a une épaisseur de 400 — 900 m, étant, pratiquement, en exclusivité terrigène. Les dépôts pliocènes ont recouvert et enterré l'ancien relief tout en lui prêtant la configuration (fig. 6). La distortion des dépôts de la couverture, dont l'amplitude peut aller jusqu'à 200 m, est plus accentuée autour de la discordance, mais disparaît graduellement vers la partie supérieure du Pliocène. En dehors de son effet de voûte, la morphostructure Schei se fait remarquer par de nombreux tranchements de couches (biseautages).

Il y a des conditions similaires à celles identifiées à Schei à travers toute la plate-forme, surtout dans les extrémités (orientale et occidentale) de l'unité en question et dans sa partie centrale.

La brève présentation ci-dessus montre que la structure actuelle de la plate-forme moesienne est le résultat de l'effet combiné d'un complexe de facteurs : mouvements verticaux, déplacement horizontal des segments de l'écorce constitutifs, paléoreliefs, compactisation différentielle etc. Ce sont les mouvements oscillatoires et le déplacement horizontal des compartiments composants qui impriment les grandes lignes structurales, tandis que l'action de la gravité, de la compactisation et de l'influence des paléoreliefs vient s'ajouter aux éléments de détail.

BIBLIOGRAPHIE

- Chiriac M. (1979) Résumé de la thèse de doctorat, Université de Bucarest.
- Grigoraş N., Pătruţ I., Popescu M. (1963) Contribuţii la cunoaşterea evoluţiei geologice a platformei moesice de pe teritoriul R. P. R. *Asoc. Geol. Carp. — Balce Congr. V, VI*, p. 115–131, Bucureşti.
- Paraschiv D. (1979) Evoluţia structurală a zonei Schei. *Mine, petrol şi gaze*, 2, p. 99–103, Bucureşti.
- (1979) Platforma moesică şi zăcămintele ei de hidrocarburi. Edit. Acad. R.S.R., 195 p., Bucureşti.
 - (1980) Făureşti, o structură gravitaţională? *Mine, petrol şi gaze*, 2, p. 83–88, Bucureşti.
- Pătruţ I., Popescu M., Teodorescu C., Molnar M. (1961). Contribuţii la cunoaşterea geologică a Platformei moesice. *Stratigrafic. Petrol şi gaze*, 11, p. 181–195, Bucureşti.
- Săndulescu M. (1974). The Romanian Foreland. In: *Tectonics of the Carpathian — Balkan regions*, p. 446–449, Bratislava.
- Roşca V. (1978) Résumé de la thèse de doctorat. Université de Bucarest.



LE PROBLÈME DE LA MARGE CONTINENTALE EUROPÉENNE DANS L'ARÉAL CARPATHO-BALKANIQUE¹

PAR

MIRCEA SÂNDULESCU²

L'analyse concernant la marge continentale dans les Carpathes et le Balkan est à la fois une question de corrélation structurale (le modèle actuel) et une question de réconstitution paléotectonique (le modèle géodynamique).

Un problème majeur, dans ce contexte, est la prolongation — ou bien la ramification — de la zone du Vardar, au nord de Belgrade. En effet le long des Hellénides et des Dinarides la localisation de la suture majeure téthysienne (représentée justement par la zone du Vardar) ne pose pas de grands problèmes. De Belgrade vers le nord plusieurs solutions se présentent, „dirigées” par le modèle qu'on choisit pour la structure des Carpathes et, surtout, de la dépression pannonienne et de la dépression de Transylvanie. En même temps c'est le modèle qu'on accepte pour la transversale Alpes Méridionales-Massif de Bôhème qui est aussi très important pour la solution du problème, aussi bien que pour les possibilités de corrélation.

Structure actuelle

Dans les Carpathes, les Transylvanides (Sândulescu, 1980), doublement arquées (pl.) et constituées par des unités à ophiolites et dépôts sédimentaires mésozoïques, représentent la suture la plus importante. Elles affleurent dans les Monts Metaliferi (Metaliferi simiques) et se prolongent sous la dépression de Transylvanie, vers le nord-est et celle pannonienne, vers le sud-ouest (Sândulescu, Visarion, 1978; Visarion, Sândulescu, 1979). De cette zone, notamment de la partie située actuellement au-dessous de la dépression de Transylvanie, proviennent les nappes transylvaines qui affleurent dans les Carpathes Orientales internes. Elles sont des nappes d'obduction constituées d'un complexe ophiolitique et de formations sédimentaires triasiques, jurassi-

¹ Note présentée au 12^{ème} Congrès de l'Association Géologique Carpatho-Balkanique, le 8-13 septembre 1981, Bucarest, Roumanie.

² Institut de Géologie et Géophysique, str. Caransebeș 1, 78344 Bucarest, Roumanie.



ques et éocrétacées (Sândulescu, 1975, 1980; Sândulescu, Russo-Sândulescu, 1981). L'âge différent des ophiolites, d'une nappe transylvaine à l'autre, montre que celles-ci proviennent d'une aire — le domaine transylvain — de spreading, ouvert depuis le Trias moyen et actif jusqu'au Jurassique supérieur, voire même le Néocomien (Sândulescu, 1976, 1980). Les nappes d'obduction transylvaines sont charriées par dessus l'ensemble de nappes de socle à schistes cristallins et dépôts sédimentaires généralement d'âge mésozoïque (antérieures au Vraconien ou au Cénomanién) qui constituent les Dacides médianes (les nappes centrales est-carpathiques, la nappe gétique, les nappes supragétiques); elles bordent donc à l'extérieur les Transylvanides (fig. 1).

Sur le bord interne des Transylvanides est développé un autre ensemble d'unités, qui sont généralement des nappes de socle (continental), constituant les Apusenides septentrionales (Dacides occidentales ou internes). Elles correspondent aux unités qui affleurent dans les Carpathes Occidentales centrales, aussi bien aux Tatrides qu'aux nappes subtatrides et aux Gémérides. Les Dacides occidentales (internes) représentent le prolongement dans les Carpathes de l'ensemble Austroalpin des Alpes Orientales.

Soulignant que des lambeaux appartenant aux nappes transylvaines affleurent jusqu'en Ukraine Subcarpathique (zone des klipptes de Marmarosh) dans une position externe par rapport aux klipptes piénines et tenant compte de certains traits lithologiques des conglomérats crétacés de ceux-ci (blocs de roches ophiolitiques), on peut considérer les klipptes piénines le relais de la suture des Transylvanides ou, au moins, sa bordure interne, de passage au domaine continental des Dacides internes. Plus à l'ouest, étant donnée la correspondance Dacides internes (occidentales)-Austroalpin, on peut accepter la corrélation de la suture transylvaine avec celle piémontaise (Sândulescu, 1975, 1980).

Plus compliquée et plus complexe est la corrélation des Transylvanides vers le sud-ouest. Suivant certains auteurs (Andjelkovič, Lupu, 1967; Durand Delga, 1980) elles se raccordent directement avec les unités de Sumadija (Vardar). Pour d'autres (Sândulescu, 1975) elles suivent un trajet plus contorsionné pour se retrouver dans les monts de Mecsek et de là se raccorder (Sândulescu, 1980) à la zone du Vardar par la Fruška Gora. Ce problème ne concernant pas directement le sujet de cette note nous nous bornerons à souligner que — dans l'une ou l'autre des hypothèses — la suture transylvaine réunit des unités issues de la Téthys océanique et que la marge continentale européenne doit se trouver à l'extérieur de celle-ci.

A l'extérieur des Transylvanides se développent trois ensembles de nappes, d'âge et de nature différents: les nappes des Dacides médianes, les nappes daciques externes et les nappes moldaviennes (Moldavides).

Les nappes centrales est-carpathiques (Dacides médianes) sont des nappes de socle continental charriées par cisaillement au Mésocrétacé (Aptien-Albien). Elles sont constituées de formations épi- et mésométamorphiques et de dépôts sédimentaires triasiques (ou permo-) éocrétacés. Elles se raccordent avec les nappes supragétiques et la nappe gétique des Carpathes Méridionales. Ces dernières ont été reprises aussi par la tectogenèse laramienne précoce (fig. 1).



Les nappes daciques externes (nappe du „Flysch Noir” ou de Civein, nappe de Ceahlău, nappe de Baraolt — dans les Carpathes Orientales — et la nappe de Severin — dans les Carpathes Méridionales) sont constituées par des dépôts de flysch (Tithonique-Eocène) auxquels sont associées des roches basiques issues d'un rift intracontinental (R u s s o - S ă n d u -

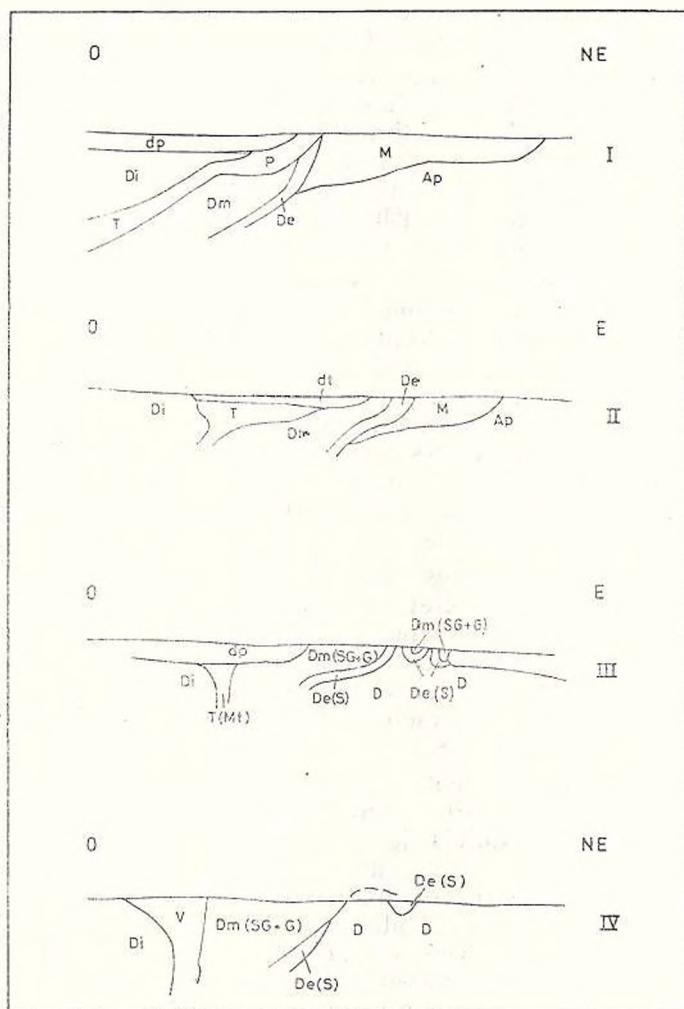


Fig. 1. — Coupes schématiques le long de l'arc carpathique. I, Carpathes Occidentales; II, Monts Apuseni — Carpathes Orientales; III, Carpathes Méridionales; IV, Serbie orientale; Di, Dacides internes; Dm, Dacides médianes; De, Dacides externes; SG, nappes supragétiques; G, nappe gétique; S, nappe de Severin; T, Transylvanides; P, Piénides; M, Moldavides; D, Danubien; Dp, dépression pannonienne; Dt, dépression de Transylvanie; Ap, avant-pays; V, zone du Vardar.

lescu et al., 1981) (Carpathes Orientales) ou des ophiolites (Carpathes Méridionales). Les nappes daciques externes ont subi les effets de deux tectogenèses : celle mésocrétacée et celle laramienne précoce. Dans les Carpathes Méridionales la nappe de Severin est charriée directement au-dessus de l'unité danubienne (Danubien) pourvue de socle continental, tandis que dans les Carpathes Orientales les nappes daciques externes sont charriées sur les nappes moldaviennes qui sont supposées d'avoir eu — avant leur charriage — un soubassement de type croûte continentale.

Les nappes moldaviennes (les Moldavides) affleurent dans les Carpathes Orientales seulement. Ce sont des nappes de couverture constituées exclusivement de dépôts sédimentaires, surtout de type flysch (Eocrétacé-Paléogène) auxquels s'ajoutent des molasses (Miocène) aussi. Elles sont charriées sur l'avant-pays carpathique et disparaissent en biseau à l'ouest de la courbure des Carpathes Orientales. Ce-ci explique leur absence dans la majeure partie des Carpathes Méridionales.

Au sud du Danube (pl., fig. 1) la structure connue dans les Carpathes Méridionales roumaines se prolonge sans changements importants dans la Serbie orientale. Bien que différents dans les détails (Sikošek, Maximovič, 1966; Grubič, 1974; Năstăseanu, Maximovič, 1981) les schémas tectoniques des auteurs qui y développent la tectonique des nappes, montrent les mêmes grandes ensembles, c'est à dire : le Danubien, la nappe de Severin et les nappes gétique et supragétiques. A ces dernières s'ajoute vers l'ouest le massif serbo-macédonien, la plus proche unité carpathique à socle continental par rapport à la zone du Vardar, donc à la suture majeure téthysienne.

Le passage des Carpathes au Balkan ne change pas fondamentalement le plan structural. En effet on reconnaît dans le Balkan les équivalents de toutes les unités des Carpathes Méridionales (pl.). Ainsi le domaine danubien, avec sa structure plus ou moins compliquée, se retrouve dans le Prébalkan et la Stara Planina, la nappe gétique dans la Srednagorie et la nappe de Severin dans le flysch du nord-ouest de la Bulgarie et, peut-être, dans celui de Trojan (Sândulescu, 1975, 1980).

Des corrélations plus complexes se laissent faire pour les unités internes, situées au sud de la Srednagorie. Suivant les contributions récentes de Gočev (1979), les unités de la Strandja — avec roches basiques et métamorphites alpines — auront une origine „ultra” provenant de la zone du Vardar. Elles seront dans une position semblable aux nappes transylvaines, donc des nappes d'obduction, éjectées sur des unités à socle continental. Le Rhodope, situé au sud de la Srednagorie et au nord du Vardar occupe la position du massif serbo-macédonien, bien que les Kraijštides semblent s'interposer entre les deux (?). Suivant Gočev (1979) des tectogenèses mésocrétacées seront responsables pour une partie des charriages, notamment celui de la Strandja, qui sera recoupé par des charriages plus jeunes. C'est une situation comparable aussi aux nappes transylvaines (au point de vue de l'âge de leur mise en place).

En analysant les différentes transversales de la grande sygmoïde Carpathes-Balkan on constate que la plus „courte” est celle qui recoupe la courbure, rentrante, des Carpathes Méridionales. C'est là que la suture majeure téthysienne se rapproche le plus de l'avant-pays des Carpathes



et du Balkan — la plate-forme moesienne. C'est là, peut-être, que le raccourcissement de la croûte est le plus marqué mais il faut aussi remarquer qu'il y a des unités qui manquent, peut-être aussi par étirement.

L'avant-pays carpatho-balkanique montre une constitution hétérogène autant au point de vue de l'âge de son socle qu'au point de vue d'un „découpage” alpin de différents panneaux qui — à l'aide de plusieurs failles transcurrentes — ont pu se déplacer différemment une par rapport à l'autre. Cette indépendance relative a joué un rôle important dans la genèse des courbures carpathiques.

Structure et évolution de la marge continentale

Les Transylvanides étant la suture majeure téthysienne, c'est à l'extérieur — vers l'avant-pays carpathique — que se développe la marge continentale européenne. Par conséquent le plus proche groupe d'unités par rapport à la limite zone océanique/marge continentale est constitué par : les nappes centrales est-carpathiques (dans les Carpathes Orientales), les nappes supragétiques, la nappe gétique et aussi le massif serbo-macédonien (dans les Carpathes Méridionales), le Rhodope et la Srednagorie (dans le Balkan). Ce sont donc des nappes de socle (de cisaillement) continental débitées au cours du Crétacé.

Avant le début du spreading transylvain et du Vardar — donc au moins avant le Ladinien (ou Anisien supérieur) — ce domaine continental de la future marge européenne était joint — dans les Carpathes au moins — avec le bloc continental correspondant aux Dacides occidentales. Ils constituaient ensemble une large plate-forme carbonatée (Debelmas et al., 1980), dont le substratum pré-alpin avait des affinités „européennes” (Săndulescu, 1980) : tectogenèses et métamorphisme hercyniens, Paléozoïque supérieur prédominant continental, Paléozoïque et Précambrien supérieur métamorphique etc. différents des caractères „africains” (Paléozoïque supérieur marin, faibles tectogenèses hercyniennes, absence en général du métamorphisme hercynien etc.).

Le rifting et puis le spreading transylvain ont séparé le bloc des Dacides occidentales, qui évoluera ensuite indépendamment de la marge européenne (fig. 2).

Il y a des données que la marge européenne n'était pas rectiligne. Son contour présentait des courbures larges, partiellement délimitées par des fractures qui représentaient le prolongement des failles transformantes dans le domaine continental (Săndulescu, 1980).

Le spreading transylvain — et en général celui téthysien — étant du type atlantique, les deux marges étaient des marges passives. Ce fait explique l'absence du magmatisme calco-alcalin (de subduction) sur la marge européenne qui soit contemporain au spreading, donc d'âge triasique, jurassique ou éocène. On connaît pourtant un magmatisme alcalin, pour la plupart d'âge liasique, aussi bien dans les nappes centrales est-carpathiques que dans les nappes gétique et supragétiques. Il doit correspondre à un moment de distension de la croûte continentale qui marque peut-être le début du rifting qui a engendré le mégasillon dacique externe (Russo-Săndulescu et al., 1981).



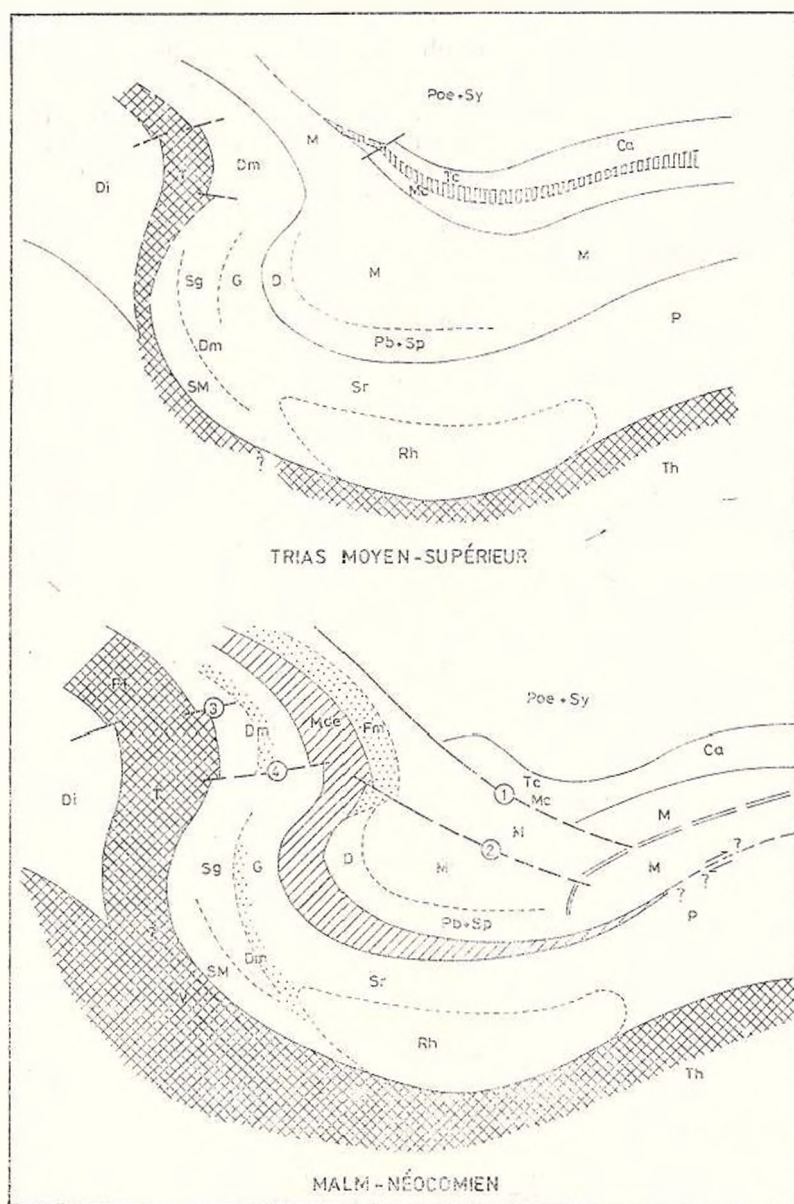


Fig. 2. — Configuration de la marge continentale européenne du Trias au Néocomien.

Poe+Sy, plate-forme de l'Europe orientale et plate-forme scythienne; M, plate-forme moesienne; Ca, Crimée alpine; Tc, unité de Tulcea; Mc, unité de Măcin; D, Danubien; Pb+Sp, Prébalcan et Stara Planina; G, nappe gétique; SG, nappes supragétiques; Dm, Dacides médianes; SM, massif serbo-macédonien; Sr, Srednagora; Rh, Rhodope; Di, Dacides internes; T, Transylvanides; V, zone du Vardar; Pi, Piénides; 1, faille de Peceneaga-Camena; 2, faille intramoesienne; 3, faille nord-transylvaine; 4, faille sud-transylvaine; hachures croisées — croûte océanique téthysienne; hachures parallèles — croûte amincie et/ou océanique (rift intracontinental).

Avec l'apparition du rifting intracontinental lié à l'évolution du mégasillon dacique externe (correspondant structurellement aux nappes daciques externes) la marge continentale européenne acquit une configuration plus complexe (fig. 2). Jusqu'à ce moment et après la séparation des Dacides occidentales, elle constituait un large plateau épicontinental tantôt submergé (sous une faible épaisseur d'eau — Ladinien, Lias) tantôt exondé (Trias supérieur). Il se raccordait directement au soubassement des futures Moldavides ou au Danubien qui, eux aussi, hébergeaient une sédimentation de type épicontinental ou étaient exondés.

Le rifting dacique externe, qui débute au Lias (supérieur) ou au Dogger, suivant les endroits, a divisé ce plateau, séparant le Danubien et le soubassement (primaire) des Moldavides d'un part et les Dacides médianes (nappes centrales est-carpathiques, nappes supragétiques et gétique, massif serbo-macédonien etc.) d'autre part. Les premières représentaient la bordure plus ou moins mobilisée de l'avant-pays, les secondes constituaient une lanière continentale située entre la zone océanique (Transylvanides, Vardar) et le rift intracontinental des Dacides externes. Ce dernier, qu'on peut assimiler au type Afar-Mer Rouge, avait une configuration plus ou moins parallèle au bord de la marge continentale européenne, étant lui aussi faiblement courbé (Săndulescu, 1980). Le caractère de la croûte y était variable. Dans certains secteurs (Carpathes Orientales) il y avait une croûte amincie dans d'autres une croûte de type océanique (Carpathes Méridionales).

Dans le Balkan le rift dacique externe séparait la Stara Planina de la Srednagorie, ses traces pouvant être reconnues jusqu'au Balkan central. Vers l'est il est possible qu'il s'atténue étant remplacé par une fracture (ou un système de fractures) crustale avec des déplacements horizontaux dextres.

L'intervalle Tithonique-Néocomien montre la configuration la plus complexe de la marge continentale. Le rift dacique externe évolue comme un sillon complexe (mégasillon) à sédimentation flysch calcaire (pour la plupart). Le domaine des Dacides médianes avait pendant ce temps sa configuration la plus diversifiée : des faciès pélagiques s'y développaient en même temps que des séquences flysch ou néritiques.

L'arrêt du spreading téthysien semble être — au moins dans les Carpathes — à la fin du Néocomien. C'est en même temps que s'arrête l'évolution distensive du rift dacique externe. Avec le Barrémien terminal ou l'Aptien commence la première grande période tectogénique de compression, celle mésochrétacée.

Dans les Carpathes la marge continentale européenne a été fortement marquée par la tectogenèse mésochrétacée. Les Dacides médianes ont été débitées en nappes de socle sur toute leur largeur. C'est d'abord très évidente dans les nappes centrales est-carpathiques mais aussi dans les Carpathes Méridionales — la „première phase gétique” — qui a déterminé au moins la fermeture par recouvrement tectonique du sillon dacique externe (nappe de Severin) chevauchée par la partie frontale de la future nappe gétique. En plus certains charriages supragétiques sont de cet âge. Même le bord interne du rift intracratonique dacique externe a été entraîné dans des nappes de charriage.



Au-dessus de cet empilement de nappes de socle continental ont été éjectées les nappes d'obduction (les nappes transylvaines) provenant du domaine océanique. Ce modèle est valable surtout pour les Carpathes Orientales. Il se retrouve pourtant, si on suit Gočev (1979) dans le Balkan aussi, plus précisément dans le Strandja où des complexes assimilés aux ophiolites sont considérés dans une position allochtone et provenant de la zone du Vardar. Il n'est pas exclus que des obductions de croûte océanique se soient produit aussi du côté des Carpathes Méridionales (au-dessus de plus hautes nappes), mais — si elles ont existé — elles sont entièrement érodées actuellement.

A la fin du Sénonien un second moment de raccourcissement de la marge continentale ait lieu (nappes daciques externes, nappe gétique, une partie des nappes supragétiques, le premier charriage de la Srednagorie). Il a été précédé par la tectogenèse des Dacides occidentales (pré-Gosau) déroulée de l'autre côté de la suture des Transylvanides. Ces dernières ont été, elles-mêmes, entraînées dans des nappes d'obduction à vergence interne — vers les Dacides occidentales — au cours du Crétacé supérieur et à la fin de celui-là.

Avec la fin du Crétacé, la tectonisation — voir le raccourcissement — de la marge continentale dans les Carpathes Méridionales prend fin. On constate que là „l'emboutissage” des unités issues de la marge européenne est remarquable; la largeur de la chaîne y est minimale.

Dans les Carpathes Orientales et Occidentales et dans le Balkan la tectonisation de la marge continue dans le Tertiaire aussi. D'abord dans le Balkan externe où des chevauchements pyrénéens reprennent le front de la Srednagorie et plissent le Prébalkan et la Stara Planina. On constate ainsi que dans l'ensemble de la grande sygmoïde des arcs carpatho-balkaniques c'est dans le segment franchement orienté E—O que les tectogénèses pyrénéennes sont le mieux marquées.

Au Miocène la marge continentale européenne subit ses derniers raccourcissements générant dans les Carpathes Orientales et Occidentales des nappes de couverture (surtout à matériel flysch). Pendant le Burdigalien, le Badénien et le Sarmatien moyen, trois poussées tectogéniques achèvent ce processus, commencé au Crétacé inférieur.

Conclusions

1. La limite marge continentale/zone océanique correspond dans les Carpathes à la limite Dacides médianes/Transylvanides. Ainsi c'est une partie seulement des Carpathes qui appartient à cette marge. Au sud du Danube la limite mentionnée correspond à celle du massif serbo-macédonien ou Rhodope/Vardar. Le Balkan est donc entièrement développé sur la marge européenne.

2. La constitution pré-tectogénique (pré-compression) de la marge a été complexe surtout après l'apparition du rift intracontinental — du type Afar-Mer Rouge — des Dacides externes.

3. Depuis la fin du Crétacé inférieur et jusqu'au Miocène la marge continentale européenne a subi des raccourcissements successifs. La polarité de ces raccourcissements est de la partie externe (du côté de la zone océanique) vers l'intérieur de la marge.



4. Les deux périodes — de distension et de compression (raccourcissement) — de la marge continentale sont synchrones avec les mêmes périodes reconnues dans la zone océanique.

5. Pendant la période pré-tectogénique la marge européenne a été une marge passive, le spreading transylvain et vardarien étant de type atlantique. Ensuite pendant la période compressive, la marge européenne montre une évolution particulière : elle reçoit les nappes d'obduction issues de la zone océanique mais ne subit pas la subduction de celle-ci ; elle héberge un magmatisme calco-alcalin (de subduction) mais l'origine de celui-ci est à l'intérieur de la marge elle-même, voir dans le rift intracontinental dacique externe.

6. Les processus de raccourcissement de la marge n'interviennent pas seulement après le moment de collision continent-continent, mais bien avant, voir dès le début de la période compressive et même avant que la zone océanique soit entièrement entraînée dans la compression.

BIBLIOGRAPHIE

- Andjelković M. Z., Lupu M. (1967) Die Geologie der Sumadija und Mureş Zone. *Carp. Balk. Geol. Assoc., 8th Congr., Rep. geotect. I*, p. 15—28, Belgrade.
- Debelmas J., Oberhauser R., Săndulescu M., Trümpy R. (1980) L'arc alpino-carpathique. In : *Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys. 26e Congr. Géol. Intern., Coll. C5*, Paris.
- Durand Delga M. (1980) Considérations sur les flyschs du Crétacé inférieur dans les chaînes alpines de l'Europe. *Bull. Soc. Géol. Fr. (7)*, XXII, 1, p. 15—30, Paris.
- Gočev P. (1979) Mjastoto na Strandja v alpiskaia struktura na Balkanskaia polustrov. *Rev. Bulg. Geol. Soc.*, XL, 1, p. 27—46, Sofia.
- Grubić A. (1974) The South Carpathians. In : *Tectonics of the Carpathian-Balkan Regions*. Ed. Geol. Inst. D. Štur, p. 285—291, Bratislava.
- Năstăsescu S., Maximović B. (1981) La corrélation des unités structurales alpines de la partie interne des Carpathes Méridionales de Roumanie et de Yougoslavie. *Carp.-Balk. Geol. Assoc., 12th Congr. Abstracts*, p. 139—140, Bucureşti.
- Russo-Săndulescu D., Săndulescu M., Medesan A., Udrescu C., Bratosin I. (1981) Le magmatisme d'âge mésozoïque dans les Carpathes Orientales. *Carp. — Balk. Geol. Assoc., 12 Congr., Abstracts*, p. 240—241, Bucureşti.
- 3, p. 299—358, Paris.
- Săndulescu M. (1975) Essai de synthèse structurale des Carpathes. *BSGF (7)* XVII, 3, p. 299—358, Paris.
- (1976) Contribuţii la cunoaşterea stratigrafiei şi a poziţiei tectonice a seriilor mezozoice din bazinul superior al văii Moldovei (Carpaţii Orientali). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXII, 5, p. 149—176, Bucureşti.
 - Visarion M. (1978) Considérations sur la structure du soubassement de la dépression de la Transylvanie. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXIV, 5, p. 153—173, Bucureşti.
 - (1980) Analyse géotectonique des chaînes alpines situées autour de la Mer Noire occidentale. *An. Inst. geol. geofiz.*, LVI, p. 5—54, Bucureşti.
 - Russo-Săndulescu D. (1981) The ophiolites from the Rarău and Hăghimaş Synclines—their structural position, age and geotectonic evolution. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXVI, 5, p. 103—114, Bucureşti.



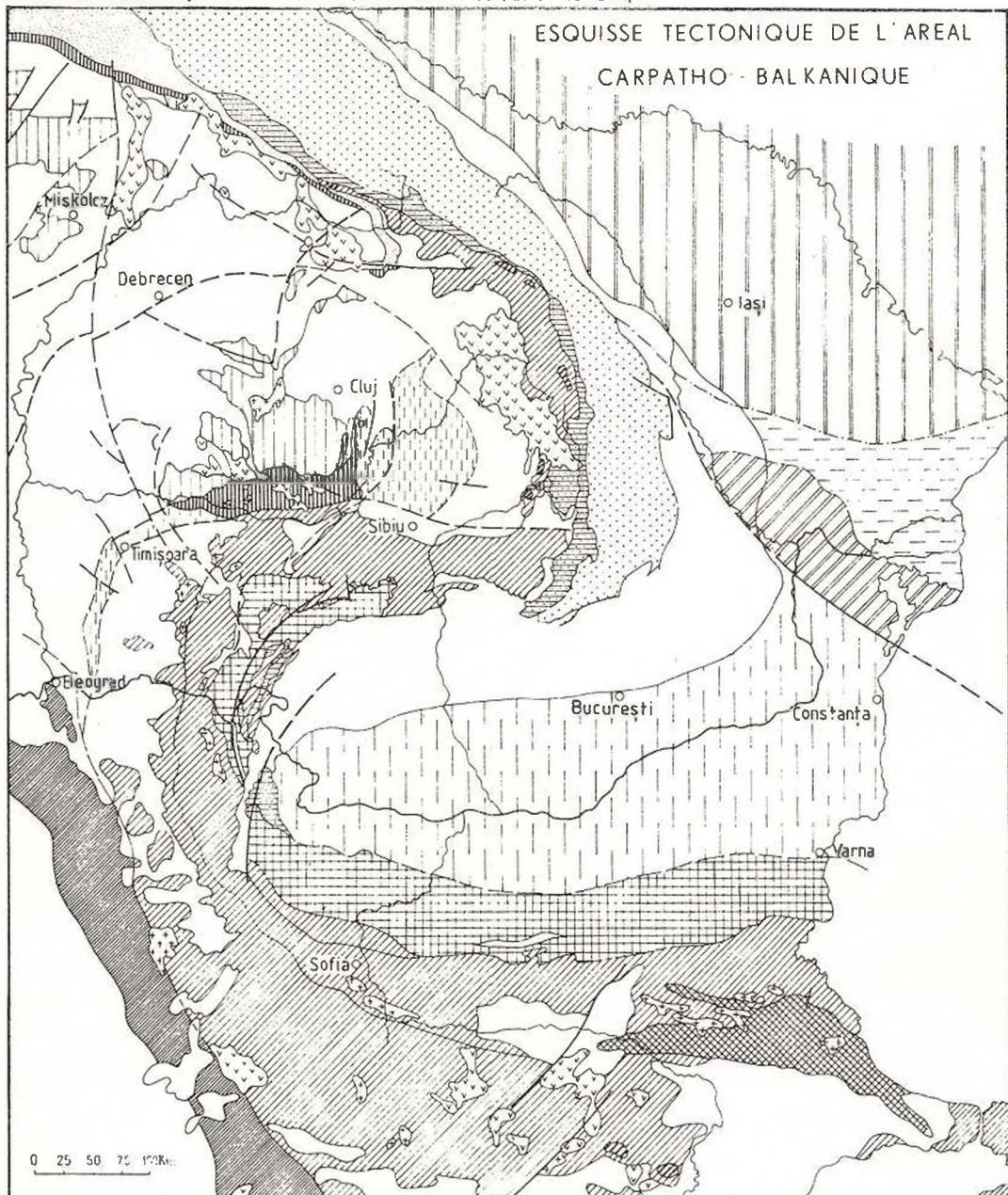
- S i k o š e k B., M a x i m o v i ć B. (1966) Essai de l'origine de l'histoire structurale de la Serbie Orientale entre le Danube et le Timok. *Bull. Mus. Hist. Nat., ser. A*, 19–20, Paris.
- V i s a r i o n M., S â n d u l e s c u M. (1979) Structura subasementului depresiunii panonice în România (sectorul central și sudic). *Stud. cerc. geol. geofiz., geogr., Geofiz.*, 17, 2, p. 191–201, București.

DISCUSSIONS

R. H e s s e : It appears entirely legitimate and necessary to attempt at long-range correlations between the various tectonic units on different cross-sections of the Alpine-Carpathian orogen as proposed by you. My question concerns one detail of your correlation, i.e. the correlation between the Valais Trough in the West Alps and the Ceahlău Nappe in the East Carpathians. Personally, I would consider the Valais Trough (including the Prätigau Flysch) transitional between continental crust of the south European margin in the West Alps (i.e. southward continuation of the Helvetic-Ultrahelvetic shelf and slope deposits) and oceanic crust (represented by the Valais ophiolites) that developed in a rift north of the Briançonnais. In this scheme the Rhenodanubian Flysch is located south of the Valais Trough and north of the Briançonnais Platform appearing as an additional element in the East Alps (compared to the West Alps). In my opinion the Rhenodanubian Flysch occupies the same position in the Alps as the Silesian Trough and the Black Flysch plus the Ceahlău Trough (plus possibly the troughs corresponding to the Bobu, Teleajen, Macia and Audia Nappes) in the West and East Carpathians, respectively.



ESQUISSE TECTONIQUE DE L'AREAL CARPATHO-BALKANIQUE



L É G E N D E

CHAÎNES PERICRATONIQUES

- Dacides internes (D. occidentales)
- Transylvanides et Pienides (a-en affleurement, b-Transylv. sous les dépressions molassiques)
- Nappes Transylvaines et autres lambeaux allochtones à ophiolites
- Zone de Vardar
- Strandja
- Dacides médianes et équivalents
- Dacides externes
- Nappe de Măgura et nappe de Dragovo-Petrova
- Nappes moldaviennes

- Danubien, Prébalcan et Stara Planina
- Dépressions molassiques, avant-fosse et couvertures post-nappes.
- Volcanites andésitiques
- Intrusions granodioritiques et monzodioritiques

CHAÎNES INTRACRATONIQUES

- Dobrogea septentrionale

PLATE-FORMES

- Plate-forme moesienne
- Plate-forme scythienne
- Plate-forme de l'Europe orientale

LA GENÈSE DE LA STRUCTURE NÉOTECTONIQUE DE LA SERBIE ¹

PAR

BORIS SIKOŠEK ², MILORAD VUKAŠINOVIĆ²

Introduction

La structure néotectonique de la Serbie représente la réponse des structures paléo et mésoalpines de cette partie de la croûte terrestre aux tensions pendant le Miocène moyen et le temps actuel.

A cause de différentes vitesses du drift, la plaque afro-arabe pousse la bordure sud de l'Eurasie, en provoquant le mouvement du bloc d'Anatolie vers l'ouest.

Cette situation provoque la distribution des tensions dans l'espace de la Péninsule Balkanique avec une tendance de fracturation transversale NE—SO jusqu'à l'alignement Skutari-Kladovo. Plus vers le NO, à cause de la présence de la masse adriatique, les failles profondes ont l'orientation NNO—SSE et N—S (S i k o š e k, 1980) (fig. 1).

La tectonique et la position géotectonique de la Serbie

Sur le territoire de la Serbie sont représentées toutes les grandes unités géotectoniques alpines de l'Europe. Ce plan structural ancien est caractérisé par les directions d'extension des unités géotectoniques et tectoniques suivantes : dans le domaine des Dinarides serbes NO—SE (NNO—SSE), dans les Carpatho-Balkanides de la Serbie orientale N—S et NNO—SSE. Pendant les tensions tectoniques plus jeunes, l'orientation des structures tectoniques plus anciennes n'avait pas eu une grande influence sur les directions des fractures jeunes (fig. 2).

¹ Note présentée au 12ème Congrès de l'Association Géologique Carpatho-Balkanique, le 8—13 septembre 1981, Bucarest, Roumanie.

² Institut sismologique de la Serbie, Belgrade p.b. 351, Yougoslavie.



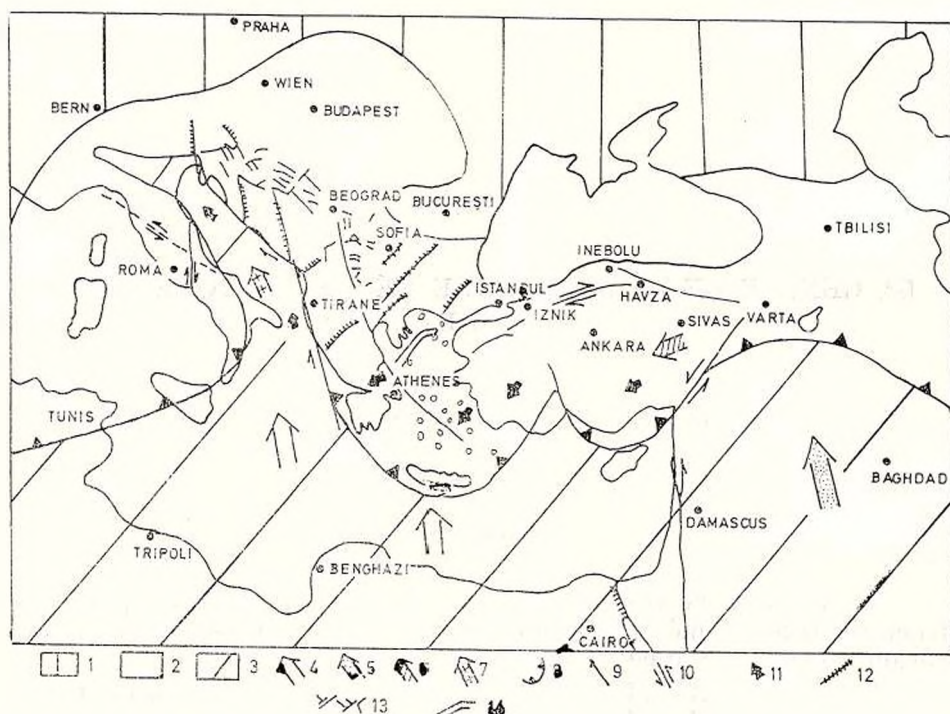


Fig. 1. — Esquisse montrant les mouvements des plaques dans la Méditerranée centrale et orientale.

1, plaque européenne; 2, orogène alpin; 3, plaque arabo-africaine; 4, directions principales des mouvements de la plaque africaine; 5, directions principales des mouvements de la plaque arabe; 6, mouvements du bloc anadolique; 7, mouvements de la masse adriatique; 8, contact actif; 9, faille profonde; 10, sens du déplacement; 11, mouvements secondaires des blocs; 12, faille transversale; 13, ceinture interne des failles néotectoniques; 14, fosse tectonique égéenne.

La structure profonde

La croûte terrestre consolidée a en Yougoslavie une épaisseur qui varie entre 48,5—42,5 et 27,5 et 22 km. La plus grande épaisseur se trouve dans la zone de contact entre le rameau des Dinarides et la masse adriatique. D'ici vers le NE elle diminue à 25 km dans le domaine de la dépression pannonienne.

La superposition verticale des complexes rocheux constatés par des sondages sismiques profonds est la suivante :

1. *La partie épidermale* constituée de roches sédimentaires, magmatiques et séries volcanogène-sédimentaires, qui se sont formées pendant le temps mésozoïque-quaternaire. La tectonisation de cette partie a été réalisée dans l'orogénèse alpine. L'épaisseur de cette partie de la lithosphère en Yougoslavie est de 0—15 km. Jusqu'à cette profondeur arrivent la plupart des fractures néotectoniques, sauf quelques-unes rares qui traversent la croûte consolidée entièrement.

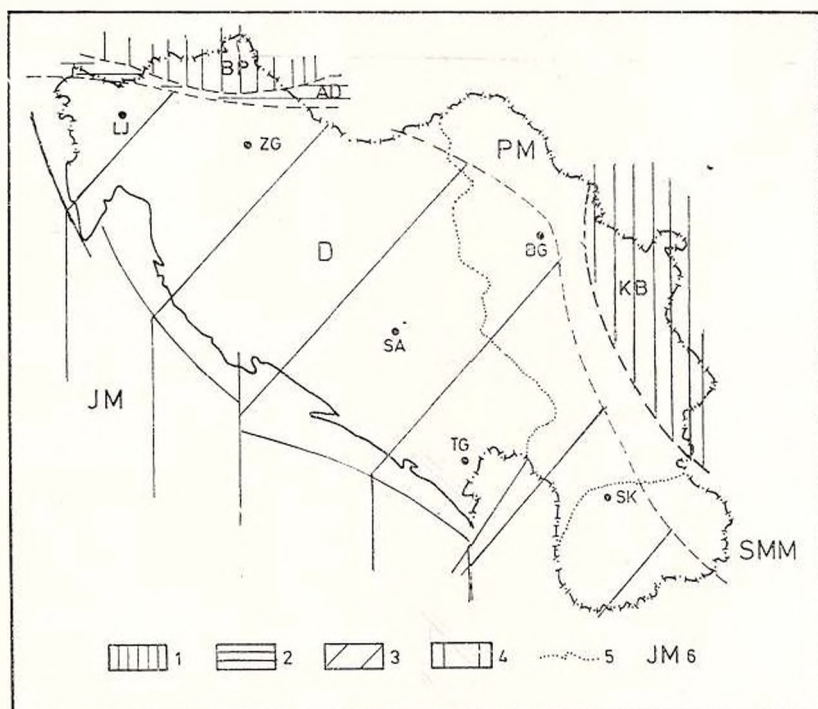


Fig. 2. — La position géotectonique de la Serbie.

- 1, Alpes Orientales; 2, zone limitrophe; 3, Dinarides; 4, Carpathes-Balkanides;
5, territoire étudié; 6, JM-masse adriatique.

2. *La partie croûtale* qui est composée de métamorphites archaïques, calédoniennes et varisques, formant la base profonde de la partie épidermale. L'épaisseur de ce complexe est de 10–15 km. Au-dessous se trouve „la couche granitique” avec une épaisseur de 10 km et la couche „basaltique”, ayant l'épaisseur de 10 km aussi. La limite des deux couches nommées est constituée par „la discontinuité Conrad”, qui n'était pas détectée partout.

3. *La discontinuité de Mohorovičić.* A cause de la configuration de la lithosphère, sa profondeur joue entre 25 km dans le domaine de la masse adriatique, 48 km sur la bordure sud du rameau dinarique et 22–25 km dans la région de la masse pannonienne (fig. 3).

La distribution des failles néotectoniques en Yougoslavie

Les effets des tensions néotectoniques dans le domaine de l'orogène alpin en Yougoslavie se sont matérialisés en trois manières :

1 — dans la zone de contact entre la masse adriatique et le rameau des Dinarides où les fractures anciennes existantes (NO–SE) sont rajeunies et les fractures néotectoniques neuves ont épousé les directions précédentes (NO–SE);

2 — dans les failles transversales, qui coupent la lithosphère en mégablocs dans les directions SE–NO, NNO–SSE (N–S);



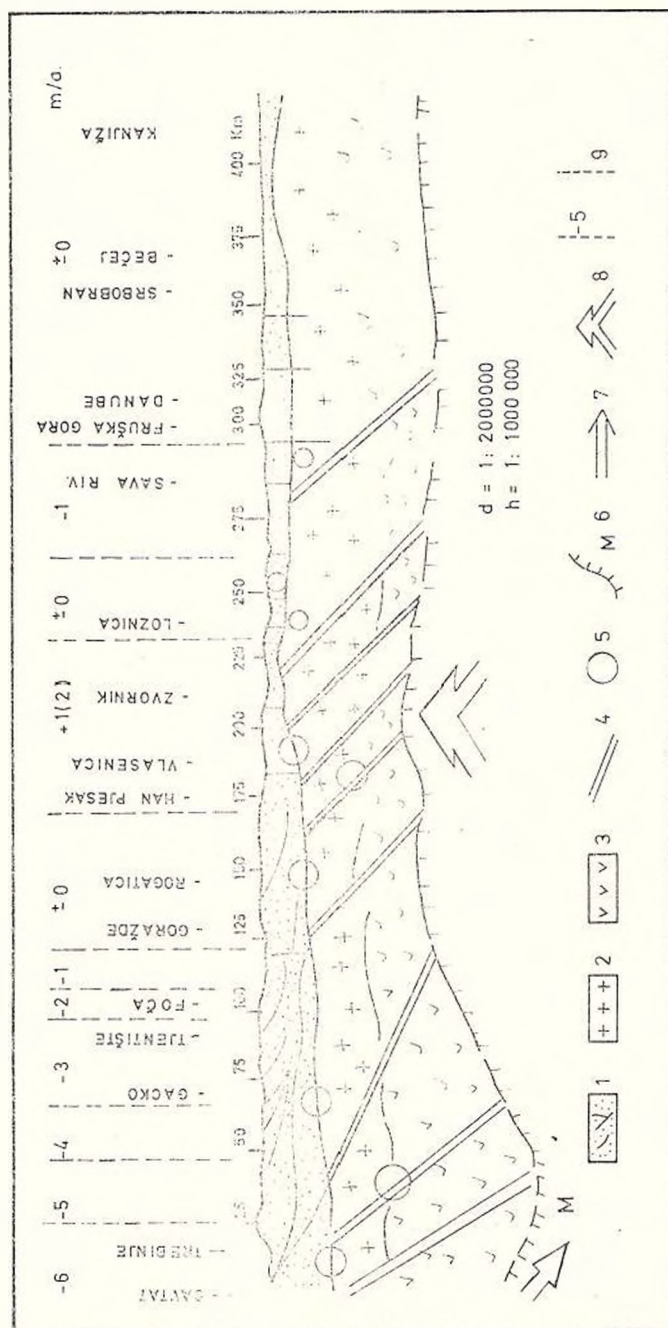


Fig. 3. — Coupe sismo-tectonique Cavtat — Kanjiža.

1, partie „épidermale”; 2, couche „granitique”; 3, couche „basaltique”; 4, faille profonde; 5, foyer de tremblement de terre; 6, discontinuité de Mohorovičić; 7, sens de pression de la masse adriatique; 8, effets d'agitation et du flux; 9, mouvements verticaux des blocs.

3 — dans les systèmes des failles d'ordre secondaire, qui sont concentrés dans une ceinture d'une largeur de $n \times 100$ km, éloignée de cca 250 km de la bordure sud de l'Europe. Elle se trouve dans les domaines des Dinarides internes et de la masse serbo-macédonienne. Elle s'étend le

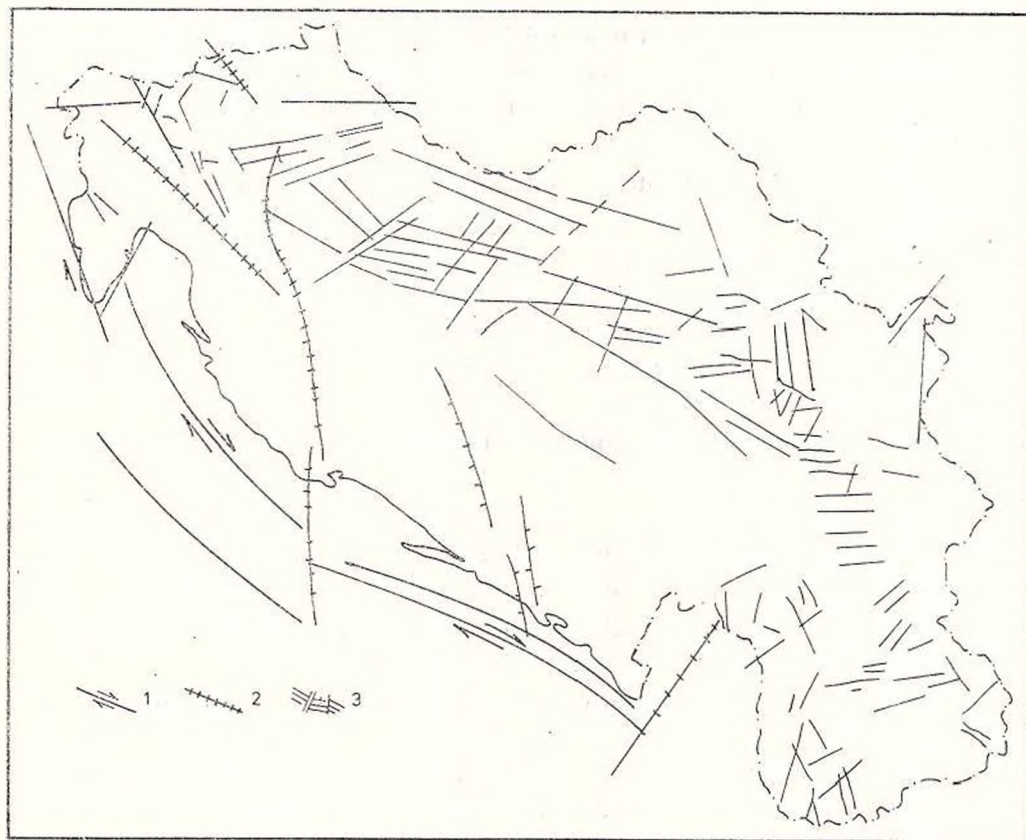


Fig. 4. — Distribution des dislocations néotectoniques en Yougoslavie.

1, dislocations primaires ; 2, dislocations de deuxième ordre ; 3, dislocations de troisième ordre.

long de la ligne : Ljubljana, Zagreb, Beograd, Skoplje, Djevdjelija. Les profondeurs des failles qui appartiennent à cette ceinture sont d'environ 10 km, donc situées dans la partie „épidermale” de la lithosphère. Les failles qui constituent cette ceinture en se croisant en distances $n \times 10$ km ont les directions O—E, NO—SE, N—S, NE—SO (fig. 4).

Le mécanisme de leur formation parvient d'agitation-ondulation des masses profondes, ayant la longueur des ondes d'environ 250 km. Ces ondulations provoquent les tensions dans la partie épidermale de la lithosphère flottant au-dessus de ces masses profondes agitées.

La classification des failles néotectoniques

Les traces des tensions orogénétiques préalpines se reflètent en général dans le plissement et le métamorphisme régional.

Les directions et les longueurs des failles ont été les critères essentiels pour la séparation des structures disjonctives de Serbie en six groupes. Le fait que les structures préalpines et partiellement mésoalpines coupent non seulement les frontières des catégories géotectoniques, mais aussi les frontières des unités tectoniques (groupes I—III), a servi aussi pour cette classification.

Pendant les mouvements plus jeunes, les structures disjonctives coupent les unités tectoniques anciennes (groupes IV—VI).

Les failles néotectoniques forment, en s'entrecroisant, les réseaux d'ordre de grandeur $n \times 10$ km (20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90, 100), la direction ENE—OSO étant la plus jeune.

La disposition des groupes des fractures particulières dans le temps est montrée sur le tableau 1.

La disposition des groupes des fractures suivant leurs extensions est donnée sur le tableau 2.

Les fractures des groupes I et II se trouvent dans le cadre des catégories géotectoniques, du groupe III dans les unités géotectoniques, des groupes IV—VI ne sont pas limitées par des frontières structurales.

Depuis le Miocène les failles jeunes ont conditionné la formation des dépressions avec une tendance d'affaissement permanente.

Le schéma des failles, suivant les données des cartes géologiques et du scanogramme LANDSAT 1 est présenté sur les figures 5 a et b. Les données supplémentaires sur les profondeurs de ces structures sont obtenues grâce aux foyers des tremblements de terre. Approximativement 70% des foyers se trouvent dans le domaine des Dinarides, 20% dans la masse serbo-macédonienne et 10% dans le domaine carpatho-balkanique. On peut les diviser en trois groupes : 0—5 km, 6—10 km et 11—15—20 km.

Le niveau 0—10 km est le plus actif. Le deuxième, suivant l'activité sismique, donc sismotectonique aussi, est le niveau 0—5 km, tandis qu'on rencontre seulement quelques foyers de tremblement de terre plus profonds.

La conclusion qu'on peut tirer est que les failles appartenant aux groupes V et VI sont plutôt la suite de l'ondulation de la base, comme des compressions primaires provenant de l'interaction géotectonique entre l'Eurasie et l'Afro-Arabie.



TABIEAU 1

La vue de la formation des structures tectoniques en RS de la Serbie

GROUPE	TYPE - POSITION	PHASES PRÉALP.	LES PHASES ALPINES										MOUVEM. RÉCENTS
			CIMÉR.	PALÉOALPIN		MÉSOALPIN		NÉOALPIN-NEOTECTONIQUE					
				tôt Autrich.	tard Méditer.	tôt Laram.	tard Pyren.	tôt Savie	tard Styr.	Quater.			
		$\sim 3 \cdot 10^8$	$11 \cdot 10^7$	$9 \cdot 10^7$	$7 \cdot 10^7$	$4 \cdot 10^7$	$3 \cdot 10^7$	$2.3 \cdot 10^7$	$1.5 \cdot 10^7$	10^5	$0 - 10^6$		
	PUSSEMENT ET MÉTAMORPHISME RÉGIONAL	---											
I	PUSSEMENT		---	---	---	---	---	---	---	---			
II	IMBRICATION CHEVAUCHEMENT FAILLES PROFONDES		---	---	---	---	---	---	---	---			
III	LES FAILLES POLYPHASIQUES LONGITUDINALES												
IV	LES FAILLES TRANSVERSALES ET DIAGONALES												
V	LES FAILLES TRANSVERSALES ET RÉGIONALES												
VI	LES FAILLES TRANSVERSALES ET RÉGIONALES												
	MOUVEMENTS VERTICAUX DES BLOCS												

TABLEAU 2
Ordre du changement des directions d'extension des failles en Serbie

Groupe	Dinarides		Masse serbo-macedonienne	Carpatho-Balkanides
	Le domaine des grabens et horsts	Dinarides internes		
I	NO - SE, NNO - SSE		NO - SE, NNO - SSE	NNE - SSO, NO - SE
II	NO - SE (320 - 140) NNO - SSE (345 - 165)		NO - SE (320 - 140) NNO - SSE (345 - 165)	NNE - SSO (10 - 190) N-S (0 - 180) NO - SE (320 - 140)
III	NO - SE (315 - 155) ENE - OSO (25 - 255)	ONO - ESE (285 - 105) ENE - OSO (75 - 255) NNE - SSO (10 - 190)	NNO - SSE (350 - 170) N - S (0 - 180) NE - SO (40 - 220) NO - SE (320 - 140) ONO - ESE (285 - 15)	ONO - ESE (285 - 105) NO - SE (320 - 140) NE - SE (40 - 220) NNE - SSO (10 - 190)
IV		ONO - ESE (300 - 120) ENE - OSO (60 - 240)		
V		NO - SE (315 - 135) NNE - SSO (15 - 195)		
VI		NNO - SSE (350 - 170) ONO - ESE (280 - 100) N - S (0 - 180)		

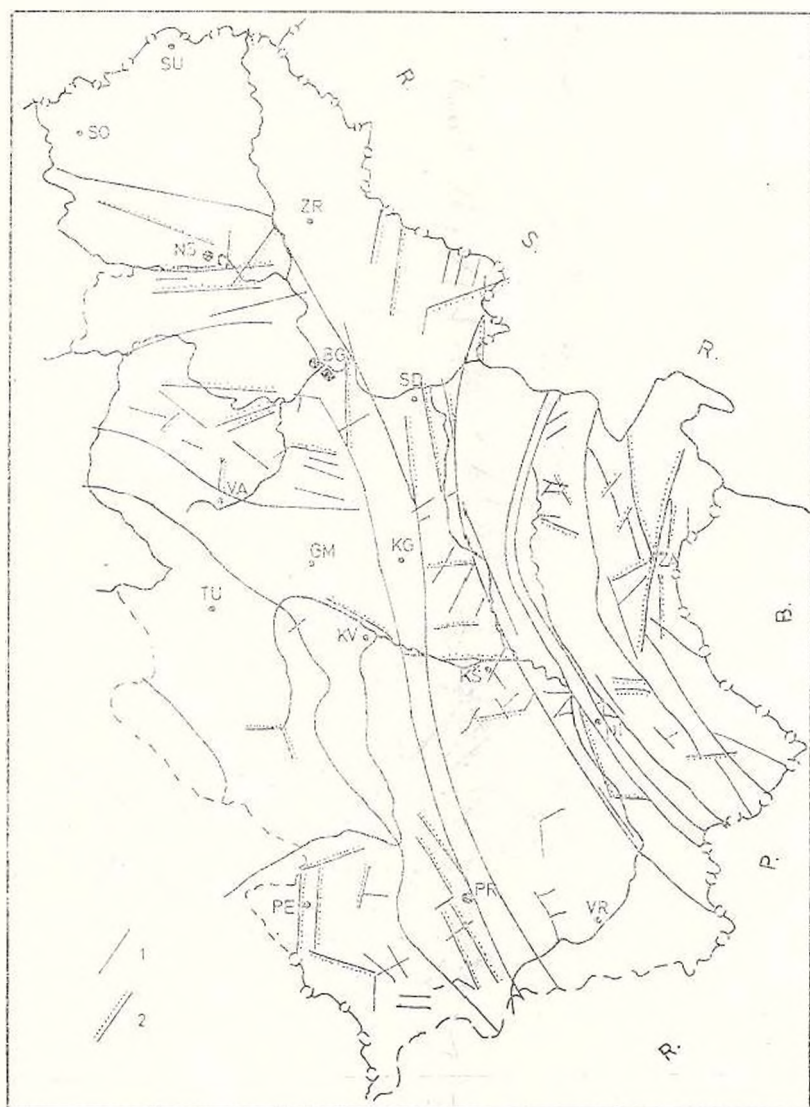


Fig. 5.a, b — Schémas des failles suivant les données géologiques et de télédétection.

Groupes des failles : a : 1, groupes I et II; 2, groupe III; b : 1, groupe IV; 2, groupe V; 3, groupe VI.

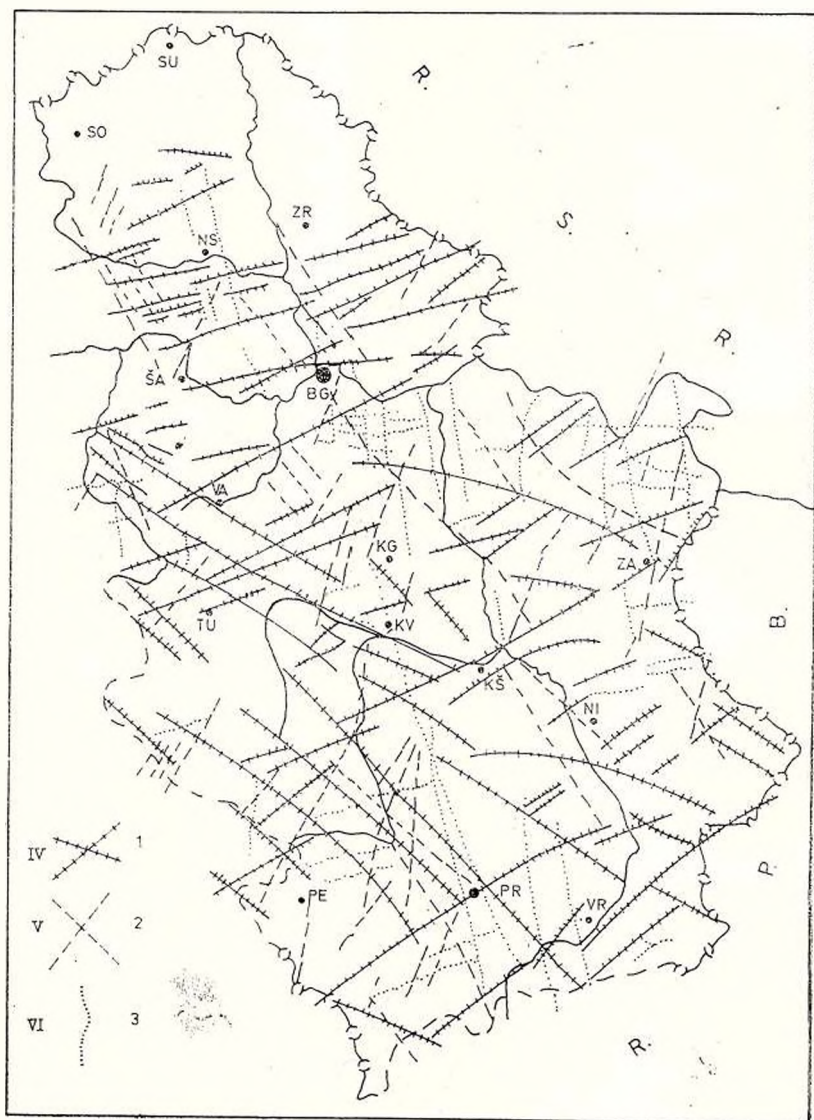


Fig. 5. b.

BIBLIOGRAPHIE

177862

- Andjelković M. (1976) Tectonique de la Serbie. *Geol. Srbije*, IV, *Tektonika*, Beograd.
- Arsovski M., Sikošek B. et al. (1975) General characteristics of neotectonic structures in Yugoslavia. *Acta seism.*, 2-3, Beograd.
- Belousov V. V. (1978) Endogenic režimi materikov. Nedra, Moskva.
- Dimitrijević M. (1967) Problems of Serbo-Macedonian mass. *Carp.-Balk. Geol. Assoc. 5th Congr.*, Guide Excursion, Beograd.
- Dragasević T., Andrić B. (1975) Results of the Earth crust investigations obtained up to the present days by deep seismic sounding. *Acta seism.*, 2-3, Beograd.
- Goiković S., Komarnicki S. (1980) Carte des structures disjonctives et structures annulaires de la Serbie 1:1 000 000 (scanogramme LANDSAT 1), Beograd.
- Gzovskij V. M. (1967) Gradient skorosti dviženija, naprjaženoe sostojanie kory i energija tektoničeskikh procesov novjšego vremeni. Nedra, Moskva.
- Jovanović P. (1968, 1972) Carte générale des mouvements verticaux actuels. Vème Congr. ing. géodes. géomet., Sarajevo, Leningrad.
- Maksimović B. (1974) Contribution à la régionalisation géotectonique de la Serbie. *Zbor. radova rud. geol. fak. Institut za bakar Bor*, XIV, Beograd.
- Medwenitsch W., Mannagetta P. (1978) Atlas der Donauländer, Geologie, Geol. Karte, 1:2 000 000, Wien.
- Mihajlović J. (1953) L'activité sismique de la pénins. Balkanique. *Annal. géol. pénins. Balk.*, XXI, Beograd.
- Petrović K. (1960) Carte tectonique de la Yougoslavie. *Glas. SANU*, CCXLIX, Beograd.
- Sikošek B. (1971) Exposé à la carte géologique 1:500 000 de la Yougoslavie. Inst. fédér. géol., Beograd.
- Vukašinović M. (1974) Methodology of seismic map composition of RS of Serbian territory. *Seizm. glas.*, 1, Beograd.
 - (1979) Characteristics of the tension conditions in the focal regions of Yugoslavia. Symp. Intercont. Earthquakes, Ohrid.
 - (1980) Les caractéristiques des structures néotectoniques sur le territoire de la Yougoslavie. Symp. géol. région. paléont., Beograd.
- Vukašinović M. (1974) Map of seismic regionalisation of the Serbian territory 1:500 000 with explanatory text. Seism. Inst. RS Serbia, Beograd.
- (1980) Seismic activity and spectral characteristics of the earthquake of 18.05.1980 in Kopaonik area. *Posebna izd.*, II, Beograd.





THE SUPRAGETIC NAPPE IN THE POIANA RUSCĂ MASSIF — AN ARGUMENTATION¹

BY

CAROL STRUTINSKI², MARIA PAICA², IOAN BUCUR³

1. Introduction

The main purpose of this paper is to provide field evidence supporting the idea of a nappe structure within the Poiana Ruscă Massif, an assumption that first appeared in the tectonic sketches of the South Carpathians emitted by Popescu-Voitești (1929) and Streckeisen (1934). Almost forgotten, this idea reappeared tens of years later, when Codarcea et al. (1967) had to admit the existence of a tectonic unit superior to the Getic one, which they called "the Supragetic Unit". According to them, within the Poiana Ruscă Massif the Epimetamorphic Rock Series, that constitutes the northern part of it, belongs to the Supragetic Unit, in consideration of its tectonic position related to the Mesometamorphic Rock Series and the Rusca Montană and Hațeg sedimentary basins. Nevertheless, the ambiguity of this position gave rise to another hypothesis, according to which the Mesometamorphic Rock Series overthrusts the Epimetamorphic one, the latter being considered to represent the reappearance of the Danubian Domain, north of the Bistra fault (Mureșan, 1971). More recently, Săndulescu (1973, 1976) includes the "Supragetic Nappe" as part of his tectonic frame of the Carpathians, regarding it as the prolongation of the Morava Nappe from Eastern Serbia.

¹ Paper presented at the 12th Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association, September 8–13, 1981, Bucharest, Romania.

² Enterprise for Geological Prospection and Exploration „Banatul”, str. 30 Decembrie 1, Caransebeș, Romania.

³ University „Babeș-Bolyai”, Department of Geology, str. M. Kogălniceanu 1, Cluj-Napoca, Romania.



2. The Nappe Structure of the Poiana Ruscă Massif — as Disclosed by the „Hidden” Tectonites and Connate Formations from the Ruschița Region

2.1. *The Tectonic Origin of the Megabreccia from the North-western Border of the Rusca Montană Basin*

This megabreccia can be traced continuously for over 10 kilometres in length, but there is evidence that it exists almost along the whole contact between the Getic and the Supragetic Unit. It was first mentioned by Giușcă et al. (1956). Later on, Neacșu et al. (1961) suspected it to be of tectonic origin, but at the same time equalized it with a stratigraphic level, which they placed at the base of the Mesozoic deposits. Nowadays the megabreccia is regarded to represent a rock fall deposit, as a marginal facies of the Maastrichtian volcano-sedimentary formation (Dincă, Zimmermann, 1964; Dincă, 1977). However, delineating the so-called sedimentary breccia, Dincă (1977) ascribes “slight features of tectonic breccia” to it, drawing parallels to the “Wildflysch” facies.

2.1.1. *The lithofacial character of the megabreccia.* The general aspect of this formation is that of a pervasively crushed and sheared crystalline, rather than a true breccia. Blocks from egg-size up to tens of metres in diameter contact each other directly or through a more or less developed cataclastic matrix. No matter their size or orientation, the blocks are enclosed by striated and slickensided surfaces. Sometimes one may recognize levels with rounded fragments, resembling conglomerates. But in such cases the intensely sheared matrix reveals the tectonic origin of the rounding.

For the most part, the megabreccia is made up of blocks and cataclastic material deriving from the epimetamorphic schists of the Supragetic Unit, but in its basal part blocks of mesometamorphic schists and of sedimentary origin, partly unknown in the Rusca Montană Basin, are encountered as well. Only in its base, and only locally, the megabreccia may have a volcanic matrix (see further).

2.1.2. *The relations between the megabreccia and the subjacent formations.* In the Piriul Negrii area, where it is best developed, having a thickness of 200—250 metres the megabreccia covers platy marls of Turonian age, which are strongly frictioned and slickensided. At a small scale, in slices, the intense lamination is noticeable by the flattened tests of microfossils (radiolaria, foraminifers).

Blocks and fragments deriving from the basal part of the megabreccia may sometimes be included in the frictioned marls from below the contact, suggesting a tectonic implantation. The contact itself is locally materialized by a couple of subparallel, quasi-horizontal planes, giving rise to a false imbricate structure.

Unlike the Piriul Negrii area, in the Ruschița Valley and some of its tributaries the megabreccia covers a resedimented formation ofolistostrome character (sensu Hoedemaeker, 1973). It is also here,



where we found the volcanic matrix of the megabreccia. It consists of a spilitic rock with mafic minerals being completely chloritized and carbonatized, whereas plagioclases are albitized.

2.1.3. *The upper limit of the megabreccia.* The drillings carried out in the Varnița area, as well as field observations revealed the gradual transition of the megabreccia into strongly diaphthorized and tectonized crystalline schists with abundant levels of mylonites and ultramylonites, up to tens of metres in thickness.

2.1.4. *The relation between the megabreccia and the volcano-sedimentary formation (Maastrichtian).* In the Varnița area it can be clearly observed that the Maastrichtian, developed at the base as a cobble-sized conglomerate, with overall well-rounded components in a fine-grained sandy matrix, transgresses the megabreccia and the intensely tectonized crystalline formations from above, as well as the Turonian sediments from below. For this reason there cannot be any genetic relationship between the megabreccia and the volcano-sedimentary formation.

2.1.5. *Conclusions.* The features described so far do not fit the acceptance that the megabreccia was formed just by gravitational sliding and accumulation of blocks detached from a bold coast (Dincă, Zimmerman, 1964; Dincă, 1977). In reply, we consider it to be properly tectonic in origin, being formed and emplaced due to a mechanism of cataclastic flowage, that took place under a moving overburden. In this respect, the megabreccia has to be considered as a "mélange" (sensu Hsü, 1974; Schwab, 1979) or a "tectonic moraine" (Tollman, 1973), formations frequently cited in regions with nappe tectonics, where they occupy a geometrically intermediate position between the thrusting units and their substrata.

2.2. The Olistostrome Formation

It would exceed the frame of this paper to give even a summarized description of the olistostrome formation, that we managed to recognize within the whole Rusca Montană Basin. We will present instead, in short one of the best opened and most characteristic profiles, namely that of the Ruschița Valley, downstream the confluence with the small Capra Creek (Fig. 1). Here, covering a succession of platy marls with silicolite

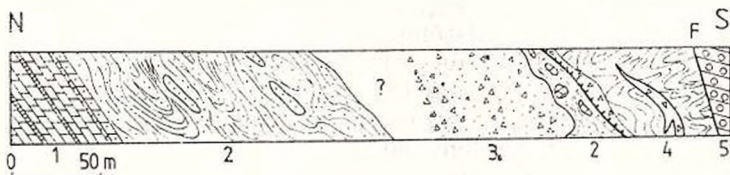


Fig. 1. — Geological section through the tectonic contact of the Getic sedimentary cover and the Supragetic Unit in the Ruschița Valley.

1, platy marls with silicolite beds; 2, siltitic marls with sandstone lenses and olistoliths (olistostrome); 3, sandstones and conglomerates (olistolith?); 4, metamorphic rocks brecciated at the base; 5, volcano-sedimentary deposits (Maastrichtian).



beds, that correspond stratigraphically with those mentioned in the Piriul Negrii area, there appears a 150 to 170 metres thick pile of siltitic marls with scarcely distributed gritty layers. The colour of this formation is greyish-black. Texturally, it is characterized over the whole interval by sliding and slumping phenomena, that are conferring upon these rocks a schistose, nodular aspect. Sometimes one may distinguish also rootless microfolds or snow-ball structures. Brittle gritty layers are often disrupted, giving rise to lens- or lozenge-shaped boudins, enclosed by the ductilely deformed marls. In the uppermost part of the formation olistoliths of generally small sizes are noticed, being represented by sandstones and dark-grey sandy limestones, probably of Cenomanian age. The surrounding marly matrix contains locally small concentrations of chamositic oolites, sometimes distorted and spindle-shaped, a feature that also reveals syndepositional deformations. A genetical link between the formation of the oolites and the basic effusions, mentioned above, is likely.

The olistostrome is covered by the megabreccia along a striated, perfectly welded contact, that has been regarded earlier (Dincă, Zimmermann, 1964) as a reverse fault.

2.3. *The Uniformity of a Deceitful Diversity*

According to Kräutner and Kräutner (1972) and Zimmermann and Zimmermann (1979), the metamorphic rocks that appear east of Ruschița, in the Miclăuș Valley and its tributaries, are representing a low-grade (epi-) metamorphic complex, which is identical with that one separated in the Boița region, both being considered to belong to the Getic Unit. This affiliation has become questionable since we managed to recognize the same complex also west of the Cherghes-Ruschița fault, that is within the Supragetic Unit. Not only petrography, but also microstructural aspects, as well as subsequent tectonization and retrograde metamorphism are almost the same both sides of the Cherghes-Ruschița fault. But the most striking resemblance between the epimetamorphites of the two areas, that paradoxically seems to have concealed their identity, consists in their association with mesometamorphic rocks, pervasively tectonized and diaphthorized. These rocks appear, as a rule, at the base of the epimetamorphites, but sometimes they are evidently intercalated within the latter. Because of their distinct features, the possibility that we might be in a metamorphic transition zone must be firmly excluded. Besides, the tectonic fragmentation of the region cannot explain in all cases the coexistence on a relatively small area of such different rock types. These reasons, supported also by the retrograde metamorphism and the tectonization that all these rocks underwent, are suggesting a tectonic intermingling of the type Sander (1930) refers to, when he speaks about "Mischgesteine" (= intermingled rocks, ?mélange). This author explains such tectonic intermingling as a consequence of turbulent movements along gliding planes, being determined by inhomogeneities that disturb the essentially laminar flowage. Considered from this point of view, the gneisses and mica schists within the epimetamorphic terranes would represent tectonic slices detached from the substratum and engaged as parautochthonous slabs in the thrusting movement.



2.4. Discussion

Features like those described from the Ruschița region, where they appear as concentrated as possible, have been observed over a much larger area, that extends beyond the Poiana Ruscă Massif itself.

As to the megabreccia, and likewise crushed metamorphites, they have been recognized as such in the environs of Peștera and Maciova (the Maciova Series of Kräutner and Kräutner, 1971), at Tincova, Rusca Montană and west of Lunca Cernii, as well as at Var, outside the Poiana Ruscă Massif. In part they have been described as conglomeratic breccias of Upper Carboniferous age (Dincă et al., 1963). As we have already mentioned, the olistostrome formation has been observed all over the Rusca Montană Basin, and also at Var.

Between Ruschița and Lunca Cernii three small occurrences of Turonian marls appear, all of them outcropping only in the riverbeds, being surrounded by crystalline formations (see also Dincă et al., 1963; Pavălescu et al., 1964). The marls are intensely sheared and slickensided, sometimes intermingled with quartz-carbonatic mylonites of unknown origin.

Last, but not least, there is to be mentioned the peculiar situation of a marlstone formation of Turonian-? Coniacian age, that appears at Vărmaga, in the western part of the Rapolt Crystalline, north of the Mureș River (see also Berbelcea, 1970). There, the micropaleontologically dated marlstones outcrop along the Vărmaga Valley, in a position similar to that of the marls between Ruschița and Lunca Cernii, being surrounded altogether by a sheared crystalline belonging to the Supragetic Unit.

Instead of interpreting the relations between the two main tectonic units of the Poiana Ruscă Massif as the result of block faulting only, as most predecessors did, we consider that, regarded on the whole, the observational facts outlined above are indicative, if not diagnostic, of nappe tectonics. In this respect, the main arguments are the existence of paroxysmal orogenic formations, like the megabreccia and the olistostrome, and their spatial position between the rock complexes of the Getic and the Supragetic Unit, respectively. The thrusting must have taken place from north or north-west to south-south-east. Along the thrust plane the Supragetic Unit covered first the crystalline basement of the Getic Unit and then, partially, the Rusca Montană Basin, where its front was possibly diverticulated.

The block faulting of the entire massif remains, however, a reality, but it has to be ascribed to younger orogenic phases.

2.5. The Age of the Overthrusting

The marly formations, including the olistostrome, trapped under the thrust plane, are devoid of fossils except for some microorganisms like radiolaria, foraminifers and calcispheres. Among the latter *Pithonella ovalis* (Kaufmann) is the most noticeable. Its presence in the Rusca Montană Basin has been recently mentioned (Bucur, Strutinski,



in press), and on this occasion we confirm it also in the Vărmaga marlstones. According to Alexandrescu et al. (1978), this microorganism characterizes the Upper Turonian-Lower Senonian interval. Taking into account that in the cases under discussion it was only scarcely met, and, on the other hand, that in almost all sedimentary basins all over the Getic Unit discordances or even sedimentary gaps are mentioned during the Upper Turonian-Coniacian time interval (Pop, 1968; Popescu, Patrulius, 1968; Pop et al., 1972 and other papers), the age of the marly deposits seems to be most probably Middle to Upper Turonian, evolving that the subsequent thrusting has to be attributed to the Mediterranean orogenic phase (Tollmann, 1964). Therefore, the Senonian deposits of the Rusca Montană Basin must be regarded as post-tectonic, and, as they cover both the Getic and the Supragetic Unit, they have to be distinguished as an individual lithostratigraphic unit, not affiliated to neither of the previous two (Fig. 2).

3. Some Reflections on Adjacent Carpathian Domains

As it is the case in the Poiana Ruscă Massif, the adjacent Carpathian domains underwent a similar post-nappe tectonization, which undoubtedly created some confusion regarding the distinction between the Getic and the Supragetic Units.

Considering the observations made in the Poiana Ruscă Massif, where, as we figured, the Epimetamorphic (= Supragetic) Unit carried along slices of mesometamorphic rocks pertaining probably to the Getic Domain, it seems likely that, for instance, in the Bocșa-Dognecea area of the Banat hills, only the Greenschist Complex of Codarcea (1931) is representing the Supragetic Unit, forming an elongated "half-klippe" (Tollmann, 1973). In our view, the Bocșița-Drimoxa Zone, together with its sedimentary cover would represent, as well as the northern part of the Buziaș Crystalline, the undisturbed Getic Unit, while the strongly tectonized Buchin Zone would appear in a parautochthonous position. In favour of such an interpretation pleads, first of all, the great petrographic resemblance of the mesometamorphic rocks from this area with those from the Semenic Mountains and the southern part of the Poiana Ruscă Massif (Savuet al., 1978). That does not mean, that we are excluding a priori the possibility to recover in the mesometamorphic slabs at the base of the Supragetic Unit the Dalslandian complexes that make up most of the Făgăraș segment of this unit.

The same considerations are valid also for the mesometamorphic diaphthorized metamorphic rocks, situated north of the Cărpiniș Series (Savuet al., 1978), on the northern border of the Sebeș Mountains, if we have to admit this series to represent a sunken outlier of the Supragetic Nappe.



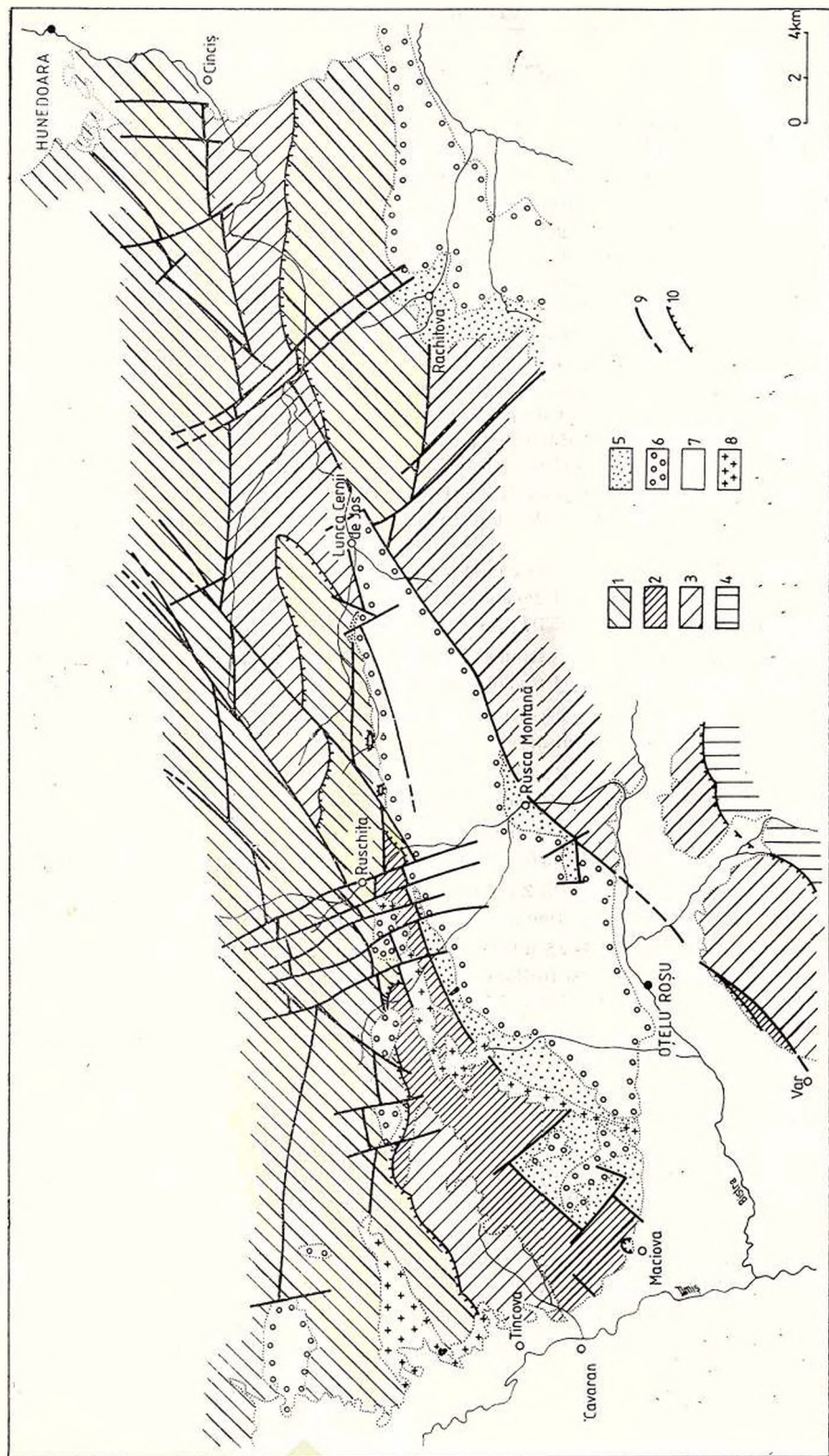


Fig. 2. — Tectonic sketch of the Poiana Ruscă Massif in the contact zone of the Getic and Supragetic Units.

Supragetic Unit : 1, epimetamorphites; Getic Unit : 2, sedimentary rocks (Jurassic; Vraconu-Turonian); 3, mesometamorphites; Danubian Domain : 4, epimetamorphites and granitoids; post-Mediterranean : 5, flysch-like deposits (Coniacian-Campanian); post-sub-Hercynian : 6, volcano-sedimentary deposits (Mastrichtian-Paleogene); 7, Neogene and Quaternary deposits; 8, Laramian intrusives; 9, faults; 10, thrust planes.

REFERENCES

- Alexandrescu Gr., Mirăuță E., Szász L. (1978) Date noi asupra răspindirii microfaciesului cu *Pithonella ovalis* în Carpații Orientali și Dobrogea. *D. J. Inst. geol., geofiz.*, LXVI/4 (1976–1977), p. 27–41, București.
- Berbeleac I. (1970) Aspecte petrografice și metalogenetice ale insulei cristaline Rapolt (Munții Metaliferi). *D. S. Inst. geol.*, LIV/4 (1966–1967), p. 5–22, București.
- Bucur I., Strutinski C. (in press) Prezența microfaciesului cu *Pithonella ovalis* (Kaufmann) în Cretacicul superior din bazinul Rusca Montană (Carpații Meridionali).
- Codârcea Al. (1931) Studiu geologic și petrografic al regiunii Ocna de Fier-Bocșa Montană (Județul Caraș, Banat). *An. Inst. geol.*, XV (1930), p. 1–420, București.
- Lupu M., Dessila-Codârcea M., Lupu D. (1967) Unitatea supragetică în Carpații Meridionali. *Stud. cerc. geol. geofiz., geogr., Geol.*, 12/2, p. 387–392, București.
- Dincă Al., Georgescu D., Georgescu L. (1963) Report, archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Zimmermann P. (1964) Contribuții asupra dislocației Tincova-Polom din partea de SV a masivului Poiana Ruscă. *D. S. Inst. geol.*, L/2 (1962–1963), p. 41–48, București.
- (1977) Geologia bazinului Rusca Montană. Partea de vest. *An. Inst. geol. geofiz.*, LII, p. 99–173, București.
- Giusecă D., Biloiu M., Rădulescu D., Stîopol V., Dimitrescu R. (1956) Studiul petrografic al Masivului Poiana Ruscă de sud-vest (comunicare preliminară). *D. S. Com. Geol.*, XL (1952–1953), p. 98–111, București.
- Hoeckemacker Ph. J. (1973) Olistostromes and other delapsional deposits and their occurrence in the region of Moratalla (Prov. of Murcia, Spain). *Scripta geol.*, 19, 207 p., Leiden.
- Hsü K. J. (1974) Mélanges and their distinction from olistostromes. *Soc. econ. paleont. min. spec. publ.*, 19, p. 321–333, Tulsa.
- Kräutner H. G., Kräutner F. (1972) Report, archives of the Enterprise of Geological Prospection and Exploration „Banatul”, Caransebeș.
- Mureșan M. (1971) O nouă ipoteză de lucru privind situația pinzei getice în partea de NV a Carpaților Meridionali. *D. S. Inst. geol.*, LVII/5 (1969–1970), p. 113–126, București.
- Neacșu Gh., Zimmermann P., Zimmermann V. (1961) Report, archives of the Enterprise of Geological Prospection and Exploration, „Banatul”, Caransebeș.
- Pavelescu L., Maier O., Kräutner H., Mureșan M., Kräutner F. (1964) Structura și stratigrafia sisturilor cristaline din regiunea Ruschița (Poiana Ruscă). *An. Com. Geol.*, XXXIV/1, p. 115–157, București.
- Pop Gr. (1968) Depozitele cretacice superioare din zona Șopot și semnificația lor paleotectonică. *Stud. cerc. geol. geofiz., geogr., Geol.*, 13/1, p. 189–200, București.
- Neagu Th., Szász L. (1972) Senonianul din regiunea Hațegului (Carpații Meridionali). *D. S. Inst. geol.*, LVIII/4 (1971), p. 95–118, București.
- Popescu Gr., Patrușiu D. (1968) Formațiunile cretacice pe marginea nordică a regiunii getice, între valea Oltului și masivul Vinturarița (Carpații Meridionali). *D. S. Inst. geol.*, LIV/1 (1966–1967), p. 313–340, București.
- Popescu-Voitești I. (1929) Aperçu synthétique sur la structure des régions carpathiques. *Rev. Muz. geol. miner. Univ. Cluj.*, III/1, p. 1–40, Cluj.
- Sander B. (1930) Gefügekunde der Gesteine. Springer, 352 p., Wien.
- Savu H., Maier O., Bercia I., Hărtopan I. (1978) Dalslandian metamorphosed formations in the Southern Carpathians. *Rev. roum. géol. géophys. géogr., Géol.*, 22, p. 7–17, București.



- Săndulescu M. (1975) Essai de synthèse structurale des Carpathes. *B.S.G.F.* (7), XVII/3, p. 299–358, Paris.
- (1976) La corrélation structurale du tronçon oriental avec celui méridional des Carpathes roumaines. *D. S. Inst. geol., geofiz.*, LXII/5 (1974–1975), p. 177–194, București.
- Schwab M. (1979) Zum Deckenbau in den Varisziden (Harz-Rheniden-Südwest-Ural). *Z. geol. Wiss.*, 7/9, p. 1131–1155, Berlin.
- Streckeisen A. (1934) Sur la tectonique des Carpates Méridionales. *An. Inst. geol.*, XVI, p. 327–418, București.
- Tollmann A. (1964) Übersicht über die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten. *Mon. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 14 (1963), p. 81–88. Wien.
- (1973) Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. F. Deuticke, 404 p., Wien.
- Zimmermann P., Zimmermann V. (1979) Report, archives of the Enterprise of Geological Prospection and Exploration „Banatul”, Caransebeș.





ДИСКУССИОННЫЕ ВОПРОСЫ ТЕКТониКИ И СТРАТИГРАФИИ УКРАИНСКИХ КАРПАТ ¹

О. С. ВЯЛОВ ²

В первые десятилетия исследования Карпат советскими геологами наиболее важным вопросом вокруг которого велась длительная и оживленная дискуссия, был вопрос об общем характере строения Карпат и о принципах их тектонического районирования. Подавляющее большинство вслед за А. А. Богдановым и сотрудниками возглавлявшейся им экспедиции приняли концепцию простого строения Карпат. Отвергая наличие крупных надвигов они выделяли Внешнюю антиклинальную зону (в границах Скибовой или Добошанской зоны) Центральную синклинальную (полосу развития олигоценовой красненской серии) и Внутреннюю антиклинальную (вся остальная часть Карпат — ее северное крыло, Мармарошская и Пьенинская зоны, две параллельные антиклинальные складки — ядро этой зоны, а южное крыло оборвано и скрыто под неогеном Закарпатья).

Согласно другой концепции, развивавшейся почти в одиночестве автором, но потом воспринятой львовской школой, Карпаты рисовались как сложная система с покровным строением, отвергалось деление на антиклинальные и синклинальные зоны, и выделялись структурно-фациальные зоны, разделенные крупными надвигами и отличавшиеся друг от друга характером разреза и, отчасти, стилем тектоники. В конце 60-х годов вторая концепция сделалась общепринятой. Дальнейшая дискуссия шла уже по линии уточнения структурно-фациальных зон, их границ и распространения. Довольно долго разделялось представление К. Толвинского и некоторых других польских геологов о существовании единой Магуро-Черногорской зоны (покрова), охватывающей весь южный склон Карпат — до Пьенинской и Раховской зон и продолжающейся в Румынские Карпаты. Анализ новой литературы и личные ознакомления автора с зоной Магуры в Западных Карпатах заставило изменить эту точку зрения и признать резкий поворот ее границы на юго-восток вблизи государственной границы, сужение в бас-

¹ Работа была представлена на XII-ом Конгрессе Карпато-Балканской Геологической Ассоциации, 8—13 сентября 1981 г., Бухарест, Румыния.

² Институт геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР, Научная За, 290047 Львов.



сейне р. Уж, а затем и быстрое исчезновение под молодыми вулканическими образованиями. Теперь, когда южный склон оказался освобожденным от Магурского покрова, встал вопрос первостепенной важности о том, каково же строение этого склона — весь ли он представляет собой Дуклянскую зону, вышедшую из под покрова, или здесь появляются новые тектонические элементы, новые структурно-фациальные зоны. Было выяснено, что здесь имеется целый ряд новых структурно-фациальных зон, вышедших из под надвигов и частью продолжающихся в Румынские Карпаты. Именно с этими зонами, с их объемом, границами, распространением, а также и номенклатурой и связаны сейчас наиболее важные дискуссионные вопросы.

В самых первых схемах деления Предкарпатского прогиба фигурировали торгонская мульда, стебницкий, синклиниорий и зона глубинных складок, расчленившаяся на две подзоны, но уже вскоре были выделены две основные зоны — Внутренняя и Внешняя, что и было всеми принято. Внутренняя зона расчленялась на три подзоны, соответствовавшая стебницкому синклинирию и двум частям зоны глубинных складок. Они получили названия Дрогобычской, Долинской и Бориславской подзон (Вялов, 1953). В дальнейшем для них давались и другие названия (Ладженский, 1955; Глушко, 1958, 1968). По границам все они соответствовали предыдущим, только В. В. Глушко не подразделял зону глубинных складок, именуя ее Бориславско-Покутской подзоной, объединявшей, таким образом, Долинскую и Бориславскую подзоны О. С. Вялова. Вместо Дрогобычской он ввел название Самборская подзона. Это название было уже употреблено ранее М. Р. Ладженским для обозначения одной из частей (чешуй) той же подзоны. Двучленное деление В. В. Глушко получило распространение среди некоторой части геологов, хотя по правилам приоритета оно не может быть принято. В случае объединения двух подзон, четко выраженных почти на всем пространстве их развития, следует употреблять наименование Бориславско-Долинская, а не Бориславско-Покутская. Разногласия в номенклатуре легко могут быть устранены, просто если придерживаться правил приоритета.

В отношении двучленного или трехчленного деления Внутренней зоны можно сказать, что три подзоны легко выделяются, границы у них четкие. Стремление к все большей детализации тектонических карт, особенно при увеличении их масштаба, вполне оправдано. Единственное спорное место — это Покутские Карпаты.

Более принципиальным является другой вопрос, поднятый группой авторов (Буров и др., 1969), предложивших отказаться от деления прогиба на Внутреннюю и Внешнюю зоны и рассматривать в ранге самостоятельных зон Бориславско-Покутскую, Самборскую и Бильче-Волицкую (название дано взамен Внешней зоны). По существу это возвращение к первоначальному делению 1949 года. Сколько-нибудь широкого распространения оно не получило, но продолжает цитироваться. Мы не будем здесь повторять всех обоснований выделения двух крупнейших частей Предкарпатского прогиба — они различаются всюду, вдоль всей Карпатской дуги. Они имеют и различную историю развития, и различное строение. Внутренняя зона начала развиваться сразу после первой Карпатской фазы складчатости, одновременно с воздыманием Карпат,



на геосинклинальном флишевом основании, она заполнена всем комплексом моласс — нижних и верхних (аквитан-сармат) и подверглась интенсивной складчатости во время второй карпатской фазы (после сармата). Внешняя зона присоединилась к погружению значительно позже — в бадении, заполнена только верхними молассами, развивалась на платформенном основании и не испытала складчатости. К этим вопросам уже нет надобности больше возвращаться. Гораздо важнее другой вопрос — для нас достаточно ясный, но иначе трактуемый как некоторыми польскими, так и румынскими геологами. Куда следует относить Покутские складки, а значит и их продолжение — маргинальную зону Румынских Карпат и продолжение в другую сторону — глубинные складки Польских Карпат — к Карпатской флишевой области, или к Передовому прогибу. Легко понять румынских геологов, которые видят на поверхности обычные флишевые складки, слагающие маргинальную зону, обычный для флиша возвышенный рельеф, а не передовую впадину. Можно также понять и польских геологов, которые, хотя и не видят на поверхности складок, но знают строение на глубине флишевых складок типа Бориславской. Развитие флиша, складчатость как в собственно Карпатах — значит надо причислять к Карпатам. Все это так. Однако что мы понимаем под передовым прогибом? Область, которая погружалась во время воздымания Карпат, которая заполнялась молассами, несогласно перекрывшимися флишевыми складками. И Бориславские складки, несколько их этажей, и Покутские складки были перекрыты молассами, значит они входили в состав прогиба. Другое дело, это уже потом, после второй карпатской складчатости, они были вовлечены в поднятие и сейчас выступают на поверхности — но это ведь флишевый фундамент Предкарпатского прогиба. Подходя с таких позиций исторического развития мы и рассматриваем всю эту полосу как элемент передового прогиба.

В отношении Внешней зоны особых разногласий нет (кроме неуживчивой замены этого общепринятого названия термином Бильче-Волицкая зона). Единственное добавление — еще одна подзона или ступень. Обычно говорилось о Немировской, Угерско-Косовской и Крукенической подзонах или ступенях, разделенных крупными сбросами (различные термины, иногда сходные названия с разным смыслом, применявшиеся для обозначения всех этих элементов, сведены в статье О. С. Вялова, 1965). Анализ данных по северо-западной части прогиба позволил автору вместе с Бойчевской (1971) выделить еще одну — Вярскую ступень (или подзону), отделенную от Крукенической ступени Княжицким разломом, а от Внутренней зоны прогиба — краевым флишевым разломом.

Обращаясь к Скибовой (Добошанской) зоне, можем сказать, что здесь долгое время дискуссионных вопросов не возникало. Одновременно Лодыженский (1949) и автор (1949) показали, что отнюдь не вся широкая полоса развития кросненской серии („Центральная Карпатская депрессия”) может быть отнесена к Кросненской зоне. Ее северная часть, отсекаемая надвигом на продолжении Субсилезской (Венгловецкой) зоны, принадлежит еще Скибовой зоне, поскольку здесь верхний мел и эоцен выражены в скибовой фации (стрыйская верхнемеловая серия), а не в „силезской” фации. Автор показав на тектонической схеме как собственно Кросненская зона скрывается под покровом Черногор-



ской зоны и не продолжается в Румынские Карпаты. В пределах развития серии Кросно им была выделена помимо известных давно, еще Славская скиба (1965), а затем, вместе с соавторами, — еще скибы Брустуранки и Синевирскую (В я л о в и др., 1969).

В последнее время появились возражения против принятого сейчас всеми разделения полосы кросненских отложений (К р у г л о в, С м и р н о в, 1980). Впрочем сколько-нибудь обоснованными эти возражения считать нельзя.

Больше всего неясных, отчасти остро дискуссионных вопросов, связано с южным склоном Карпат. После того, как было отвергнуто представление К. Т о л в и н с к о г о и др. о едином Магуро-Черногорском покрове, занимавшем почти всю территорию южного склона, возникли разные представления о его строении. В настоящее время выделяется целый ряд структурно-фацальных единиц, но все еще нет единого мнения по поводу их ранга соподчиненности, наименования, а главное для некоторых из них и распространения. Основной проблемой, которая сейчас дебатруется и от решения которой зависят и общие построения в крупном региональном масштабе, является распространение буркутской меловой толщи. Вместе с тем это и основная проблема стратиграфии. Она связана с развитием на южном склоне нескольких толщ массивных песчаников разного возраста, трудно между собой различимых. Было выдвинуто представление о том, что буркутская толща песчаников, а соответственно и Буркутская тектоническая единица (зона или подзона) протягивается через весь южный склон почти до границы с Чехословацкими Карпатами.

Возражения против такого представления основываются на неправильном, с нашей точки зрения, включении в буркутскую свиту разных возрастных отложений. В отношении номенклатуры следует подчеркнуть, что Буркутскую единицу можно считать самостоятельной или лишь подзоной сопредельной зоны. Ни в коем случае нельзя употреблять термин Поркулецкая зона, без оснований введенный и активно пропагандируемый С. С. К р у г л о в ы м и С. Е. С м и р н о в ы м для Буркутской и Суховской единиц.

Спорным является также вопрос о продолжении на восток Дуклянской зоны. Мы не причисляем к березнянской свите те отложения, наличие которых на юго-востоке южного склона дали повод для протягивания этой зоны до самой Румынской границы. Это долинская свита, хотя может быть и имеющая некоторые черты сходные с березнянской свитой, характерной для Дуклянской зоны, но ни в коем случае не отождествляемая с ней.

Для единиц, развитых в восточной части южного склона имеются разные варианты их соподчинения и номенклатуры. Эти единицы следующие: Скуповская, Говерлянская (неправильное название Шипотская, Яловичорская), Свидовецкая (или Близницкая), Красношорская (или Лужанская), Буркутская, Суховская, Раховская. Варианты соподчинения были такие: Черногорская зона: А. Скуповская, Говерлянская, Свидовецкая, Красношорская подзоны; Б. Скуповская, Говерлянская подзоны; Петросская зона: Свидовецкая, Красношорская, Буркутская подзоны; Дуклянская зона: Свидовецкая, Красношорская.



Некоторое время объем Раховской зоны понимался неправильно — в расширенном виде (Кульчицкий, 1966; Бээр-Бызова, 1967) — включая Буркутскую единицу на севере. Затем вернулись к первоначальному ее объему (по Д. Н. Андрусову), отделив от нее Суховскую зону (включившую также и Буркутскую единицу). Только Бызова и Бээр (1974) придерживаются расширенной трактовки, но включая в нее только Суховскую единицу в узком значении — без Буркутской единицы.

Суховская единица то неправильно включалась, как сказано, в состав Раховской зоны, то понималась в более широких пределах — включая Буркутскую то объединялась с Буркутской под названием Поркулецкой (что, конечно, лишено оснований), то, наконец, рассматривалась как вполне самостоятельная.

Буркутская единица то неправильно включалась в состав Раховской зоны, то объединялась с Суховской, то включалась в Петросскую зону, то, наконец считалась самостоятельной зоной.

Красношорская (Лужанская) первоначально причислялась к Черногорской зоне, потом одними была включена даже в Дуклянскую зону, а другими — в Петросскую или же выделялась как самостоятельная (П. Н. Царненко). Такая-же судьба у Свидовецкой (Близнацкой) единицы — она фигурировала в Черногорской, Дуклянской, Петросской зонах, и в качестве самостоятельной (П. Н. Царненко).

По мнению автора подразделение здесь может быть такое, начиная от внешних единиц: 1. Черногорская зона с подзонами Скуповской и Говерлянской; 2. Свидовецкая зона; 3. Красношорская зона; 4. Буркутская зона; 5. Суховская зона; 6. Раховская зона (по Д. Андрусову).

Обращаясь к вопросу о фазах складчатости в флишевой области, следует напомнить, что уже давно автор установил две основные фазы складчатости, в результате которых и произошло формирование Карпатской системы. Это были первая карпатская фаза — на рубеже палеогена и неогена, примерно соответствующая савской, и вторая карпатская — после сарматская. Автор также показал отсутствие фаз складчатости внутримеловой и предкротенской, предполагавшейся некоторыми исследователями. Никаких складчатых движений в течение всей истории флишевой геосинклинали до конца олигоцена вне самых южных ее зон не было. Мы не можем судить о Раховской зоне, поскольку в ней разрез на нашей территории заканчивается нижнемеловой толщей. Однако фазами третичной карпатской складчатости она несомненно была захвачена. Об этом свидетельствует ее надвигание на более северные структурно-фациальные зоны, разрез которых включает и дислоцированный палеогеновый флиш. С другой стороны и на Раховскую зону надвинута Мармарошская зона с ее складчатым палеогеном.

Для Мармарошской и Пьенинской утесовой зон имеются данные о проявлении ларамийских складчатых движений, но все-же заключительной и наиболее интенсивной была третичная Карпатская складчатость.

Все-же мезозойская (тихоокеанская) складчатость (пацифиды) сыграла важную роль в истории Карпатской системы. Именно ей обязаны своим возникновением внутренние покровы Мармарошского кристаллического массива. Точный возраст образования покровов определить

трудно. Входящие в их состав метаморфизованные верхнеюрские отложения (с аммонитами) устанавливают нижнюю возрастную границу. Верхняя граница — в пределах неокома. Нам представляется, что эти складчатые движения завершили формирование не только Мармарошского выступа, но и вообще фундамента будущей флишевой геосинклинали. Поскольку ее возникновение — начало отложения флишевого комплекса относится к раннему мелу или даже к самой поздней юры, мы склонны думать, что складчатость фундамента имела место в самом конце юры, примерно соответствуя андийской фазе.

Заметим, что к палифидам — полосе проявления мезозойской (тихоокеанской) складчатости принадлежат Внутренние Карпаты — (Татро-Вепориды). Собственно альпийской (кайнозойской) складчатости они уже не были затронуты.

На примере Карпат отчетливо видна транспанация (перемещение) складчатости по возрасту от внутренних частей тектогена к внешним.

На предыдущем XI Конгрессе КБГА выявились две различные точки зрения на принципы унификации стратиграфической терминологии. В докладе (и опубликованных тезисах) коллектива десяти авторов — геологов-съемщиков, стратиграфов и палеонтологов (В я л о в и др., 1977) говорится о необходимости пересмотра и критического анализа существующих терминов с точки зрения их рациональности и приоритета. Надлежит также разработать меры, с помощью которых можно было-бы ограничить безудержное введение новых терминов. Предполагалось национальным группам комиссии КБГА по стратиграфии взять на себя функции упорядочения номенклатуры — в эти группы или национальные комиссии надлежит представлять все предлагаемые новые термины с подлежащим обоснованием и только получив одобрение их публиковать. Целесообразно введение особых обозначений для крупных комплексов (этапов развития), а также выделение под одним и тем же названием опорных маркирующих горизонтов — литологических (например головецких или ясельских полосчатых известняков) или с определенным фаунистическим комплексом (например шешорский), достаточно постоянных биозон. Унификация номенклатуры между странами должны взять на себя уже Международная Комиссия КБГА по стратиграфии и это должно было бы войти как один из основных элементов ее деятельности. Можно говорить о создании при этой комиссии рабочих групп по стратиграфии — по системам.

В докладе говорилось, что совершенно неправильной была-бы попытка унифицирования путем уничтожения разных названий примерно одновозрастных свит, выделяющихся в разных структурно-фациальных зонах, и замена их иным общим термином. При такой замене были бы обезличены характерные особенности, индивидуальные свойства каждой данной свиты и ее структурное положение.

Однако именно на такой путь встали авторы другого доклада (К р у г л о в, С м и р н о в, 1977, 1980). Они предложили ввести три новые названия свит (или серий) для всего южного склона (кроме Магурской зоны), взамен специальных названий свит каждой структурно-фациальной зоны: поркулецкая, яловичорская и черноголовская и сразу стали применять их в своих многочисленных статьях. Такое обезличивание не получило поддержки и названия эти употребляются только авторами.



В Скибовой зоне широко распространена толща давно известная в польской литературе как иноцерамовые слои. В соответствии с нашими правилами стратиграфической номенклатуры автор ввел для нее название стрыйской серии (1951), которое с тех пор и укоренилось в советской литературе. Котлячик (1978) пришел к выводу о необходимости восстановления термина ропянецкая свита, перевода его в ранг формации и распространение по существу на все верхнемеловые толщи Карпат. С чем согласиться нельзя. Стратотип „слоев Ропянки” установлен Паулем в 1869 г. в зоне Магуры, т.е. в совсем другой структурно-фациальной зоне.

Название ропянецкие слои (свита) может применяться только к соответствующей толще в зоне Магуры. Распространено это название на отложение другого характера, развитые в других структурно-фациальных зонах, и, к тому же, переносить стратотип в другую зону невозможно.

Что касается, в частности, термина стрыйская свита (или серия), то он должен остаться как наименование сенонской толщи определенной структурно-фациальной единицы — Скибовой зоны. Его надлежит употреблять вместо термина иноцерамовые слои, противоречащим правилам стратиграфической номенклатуры, и в польской части Скибовой (Скольской) зоны.

Я. Котлячик включает в состав формации Ропянки не только собственно „иноцерамовые” слои, т.е. стрыйскую свиту, но и подстилающие кремнистые мергели — т.е. головнинскую свиту советских исследователей. Уже это само по себе делает неправильным его вывод.

С стратиграфией миоцена связаны два вопроса — возможность причисления к миоцену какой-то части флишевого комплекса и расчленение бадения. Все больше появляется сведений о находках нижнемиоценовых фораминифер в кросненских и соответствующих верхнекротченским — поляницких отложениях в разных частях Карпатской дуги. Такие же сведения приводятся и по наннопланктону (Мартиш). С другой стороны по наннопланктону поляницкая свита — самый молодой член флишевого комплекса, причислена к верхнеолигоценовой зоне № 25 — *Sphenolithus ciperoensis*. Вопрос этот требует дальнейшего изучения. Теперь, уже не может быть сомнений в отношении нижнемиоценового возраста нижней вортыщенской свиты, с которой начинаются предкарпатские молассы и которую нередко относили еще к олигоцену. Баденский региоярус был разделен на три подъяруса — моравский, косовский стратотипами, к сожалению в разных, весьма удаленных друг от друга местах. Это сразу породило ряд недоразумений и различных трактовок объема подъярусов. Деление яруса должно быть произведено в его стратотипе — только тогда оно может быть вполне точным. Остается в силе вопрос о подразделении бадения на два или три подъяруса. Венский „тортон”, переименованный в бадений делился на нижний и верхний.

Из всех новых региоярусов бадений самый крупный. Он соответствует трем или, может быть, четырем региоярусам Восточного Парате-



тиса. Может стоять вопрос о выделении двух самостоятельных ярусов. На огромной территории средней части бадения прослеживается тирасский горизонт эвапоритов. Он находится на границе нижнего — среднего при трехчленном делении, или нижнего при двухчленном — и верхнего бадения. Границу проводят то по его кровле, считая его завершающим цикл, то по подошве, поскольку он находится в основании толщи, залегающей местами трансгрессивно. Его относят то к верхам моравия, то к основанию косовия. В Венском бассейне — в стратотипе эвапоритов нет. Вопрос остается спорным. Советские геологи, в том числе и автор, согласны рассматривать эвапориты как первый член верхнего бадения.



ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КАРТЫ УКРАИНСКИХ КАРПАТ¹

О. С. ВЯЛОВ², С. П. ГАВУРА², В. В. ДАНЫШ², С. И. КАНТОЛИНСКИЙ³,
В. В. КУЗОВЕНКО³, Я. О. КУЛЬЧИЦКИЙ⁴, П. Ю. ЛОЗЫНЯК⁵,
П. Н. ЦАРНЕНКО²

Появление схем тектонического районирования Украинских Карпат неразрывно связано с этапностью истории познания геологического строения этого региона и в определённой мере отражает взгляды на его общую структуру. Нельзя не напомнить, что самые первые элементы структурного районирования были уже отражены в опубликованной в 1806 году С. Стасицем „Геологической карте Польши, Молдавии, Трансильвании и частично Венгрии и Валахии”. Именно с ней связаны начальные общие представления о геологическом обособлении собственно Карпат и смежных предгорий.

Однако вопросы региональной тектоники Карпат стали предметом подробных обсуждений только во второй половине XIX века, когда в более широких масштабах здесь развернулись геологические исследования. В этом отношении неоспоримо большой вклад внесли работы А. Альта, Ф. Гауера, В. Запаловича, Ф. Рихтгофена, К. Пауля и Е. Титце, принимавших активное участие в составлении геологической карты Австро-Венгерской монархии. Весомой канвой для познания общей структуры Карпат явились начатые в 1886 году картировочные работы по составлению „Геологического атласа Галиции”.

Начало XX-го столетия знаменует новую веху в становлении взглядов на тектонику Карпатской складчатой области. Всё это, прежде всего, было связано с работами М. Лимановского и В. Улига, распространившими с Альп на Карпаты представление о покровном стро-

¹ Работа была представлена на XII-ом Конгрессе Карпато-Балканской Геологической Ассоциации, 8—13 сентября 1981 г., Бухарест, Румыния.

² Институт геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР, Научная За, 290047 Львов.

³ Объединение „Западукргеология”, пл. Мицкиевича, 8, 290601 Львов.

⁴ Геологический факультет Львовского гос. университета, Щербакова 4, 290005 Львов.

⁵ Украинский научно-исследовательский геологоразведочный институт, пл. Мицкиевича 8, 29061 Львов.



ении. Развитие покровной концепции нашло отражение в работах Я. Новака, Д. Андрусова, Г. Свидзинского и многих других геологов.

Представления о покровном строении Восточных Карпат после второй мировой войны были учтены в первых тектонических обзорах советских исследователей. Вскоре, однако, наметились и четко обособились два направления взглядов о геологической структуре региона.

Первое из них, развивавшееся сотрудниками Карпатской экспедиции МГРИ (А. А. Богданов, М. В. Муратов, В. И. Славин и др.) рассматривало Складчатые Карпаты как область громадного мегаантиклинория, состоящего из Внутренней и Внешней антиклинальных зон и расположенного между ними Центрального синклинория. Раховский массив и Пенинскую зону считали ядром Внутренней антиклинальной зоны, соответствующем центральным структурам Западных Карпат (Татровепоридам). Признавались только локальные надвиги с незначительными амплитудами перемещений и полностью отрицались представления о наличии крупных шарьяжных перемещений. Активно пропагандировалось наличие в Карпатах наложенных мульд, позволявших говорить об олигоценовых складчатых процессах. Эти воззрения в конце 40-ых годов получили широкое распространение, стали популярными и завладели умами многих советских исследователей.

Представители второго направления во главе с О. С. Вяловым отстаивали покровно-чешуйчатое строение региона, выделяли структурно-фациальные (а не антиклинальные и синклинальные) зоны, отрицали наличие наложенных мульд. Утесы рассматривались вслед за Д. Андрусовым как тектонические отторженцы, вмятые в меловую оболочку. Мармарошский массив не рисовался как продолжение Татровепорид, поскольку он занимает внешнее положение по отношению к Пенинской зоне. Сторонников этого направления среди советских геологов вначале было немного, однако с течением времени их число стремительно увеличилось.

Полемика между представителями упомянутых направлений продолжалась довольно долго. С накоплением дополнительных материалов тематических и геолого-съёмочных работ, а также данных глубокого бурения прежние схемы тектонического районирования детализировались и уточнялись, были выделены новые крупные покровы и проводилась их увязка между собой. Дальнейшее отрицание покровно-чешуйчатой структуры Карпат со временем потеряло всякий смысл и покровная концепция получила всеобщее признание.

В основу тектонического районирования был положен принцип структурно-фациальной зональности. Толчком к дальнейшей детализации тектонических построений послужили материалы 60-тых годов по геологии южного склона Украинских Карпат. Если раньше он оставался слабо изученным и здесь вслед за К. Толвинским выделялся только единый Магурско-Черногорский покров, то сейчас в пределах этой территории выделено ряд новых региональных структурно-фациальных зон. В печати появляются многочисленные тектонические схемы (В. В. Глушка, А. В. Максимова, Я. О. Кульчицкого, Н. Р. Ладыженского, И. Д. Гофштейна и Н. И. Жиловского, О. С. Вялова и В. В. Даныша,



М. А. Бэра и С. Л. Бызовой и др.), отличающиеся между собой не столько количеством выделяемых зон, сколько трактовкой их объема и предполагаемого между ними соотношения.

Новейшие геологические материалы, включая данные геофизических исследований и поисково-разведочного бурения, вскоре были подвергнуты широкому обсуждению. В итоге возник компромиссный вариант трактовки тектоники региона, нашедший отражение в подготовленной группой львовских геологов схеме Украинских Карпат для тектонической карты Карпато-Балкано-Динарской горной системы (м-ба 1:1000000), изданной в 1973 году в Братиславе по линии тектонической комиссии КБГА под редакцией М. Магеля. На ней показаны различные формации, структурно-фациальные зоны, отражено развитие многочисленных разрывных нарушений и время проявления складчатости.

К XI Конгрессу КБГА (в г. Киеве) группой львовских геологов была издана геологическая карта Украинских Карпат и смежных прогибов м-ба 1:200000. На её основе УкрНИГРИ была составлена и опубликована тектоническая карта региона в том же масштабе. К XII Конгрессу КБГА в г. Бухаресте подготовлена составная часть тектонической карты Карпат, Балкан и Динарид в масштабе 1:500000, где нашли отражение воззрения большинства советских геологов на структуру Карпат с учётом данных новейших исследований.

В основу схемы тектонического районирования Карпат сейчас кладутся генетические признаки, отражающие историю развития территории, а также учитываются структурно-фациальные особенности отдельных районов. Главнейшими тектоническими единицами, выделяемыми на карте, являются платформа, складчатая флишевая область, а также Предкарпатский и Закарпатский прогибы с характерным для них набором формаций. Внутри выделяются отдельные структурно-фациальные зоны, отличающиеся характером разрывов мела и палеогена, а также особенностями тектонического стиля.

Большинством исследователей в основу выделения структурно-фациальных зон положен литолого-фациальный характер разрывов верхнего мела. Именно вначале позднемелового времени единый флишевый бассейн с примерно одинаковыми условиями накопления осадков, разделяется поднимающимися выступами фундамента на отдельные удлиненные трогги, в которых накапливаются различные осадочные толщи. Литолого-фациальные особенности и наличие кордильер в той или иной мере предопределили образование региональных надвигов, разделяющих в настоящее время структурно-фациальные зоны. В палеогеновое время дифференциация флишевого бассейна еще более усугубляется и возникает еще большая литолого-фациальная пестрота осадков. Последнее обстоятельство с учетом особенностей тектонического стиля и наличия надвигов используется для выделения структурно-фациальных единиц более низкого ранга.

Отмечая определенные успехи в деле изучения структурно-фациальных особенностей Карпатской геосинклинальной области, нельзя обойти нерешенные и дискуссионные вопросы, а также умолчать о наметившихся расхождениях во взглядах при выделении отдельных зон и определении их объема.

Основные единицы, показываемые нами на карте, структурно-фациальные зоны, разделенные крупными надвигами и, по существу своему, являющиеся покровами. Поскольку в их определение вводится различие фаций, для установления этих единиц требуется применение разработанной стратиграфии и корреляция разрезов. Важно выявить фациальные особенности и различия каждой зоны. В основу районирования, как указывалось, кладутся различия фаций верхнего мела — поскольку в позднемеловое время произошло отчетливое расчленение флишевого бассейна на отдельные трюги. Именно для верхнемеловых отложений С. С. Круглов и С. Е. Смирнов предложили унифицированную схему, в которой под новыми названиями объединены свиты различных структурно-фациальных зон. Мы не можем согласиться с этой схемой, поскольку она сводит на нет старания многих геологов выделить литофациальные различия — свиты, характерные для отдельных зон и отличающиеся друг от друга.

С. С. Круглов и С. Е. Смирнов считают наиболее дискуссионными вопросами тектонического районирования Карпат пространственные соотношения Дуклянского и „Поркулецкого” покровов и определение юго-восточного окончания Кросненской зоны.

Дискуссионные вопросы южного склона мы бы сформулировали иначе. Прежде всего, мы не стали бы употреблять термин „Поркулецкий” покров (или зона), поскольку он заменяет уже ранее существовавшие и никем кроме его авторов — С. С. Круглова и С. Е. Смирнова — не применяется.

Мы различаем сейчас три основные проблемы тектоники региона. Во-первых, пределы распространения Дуклянской зоны на юго-восток — доходит ли она почти до румынской границы (т.е. включает-ли Свидовецкую или Близницкую и др. зоны), или гораздо раньше скрывается под надвигом следующей к югу зоны. Во-вторых, пределы распространения Буркутской зоны на северо-запад — доходит-ли она до (или почти до) чехословацкой границы. В-третьих, каково соотношение Черногорской зоны с соседними единицами — является-ли она продолжением какого-либо элемента Кросненской (Силезской) зоны, или может быть продолжением Дуклянской зоны, или, наконец, представляет собой совершенно самостоятельный, новый элемент, вышедший из под надвига Дуклянской зоны. Вот три основные проблемы, касающиеся как южного, так и северного склонов. Они связаны и с вопросами стратиграфии.

Мы не включаем в число не только наиболее важных, но и вообще дискуссионных проблем юго-восточное окончание Кросненской зоны. Несмотря на замечания С. С. Круглова и С. Е. Смирнова, мы полагаем, что основным признаком для проведения границы между Скибовой и Кросненской зонами следует считать разнофациальное развитие верхнемелового флиша: стрыйской фации для Скибовой зоны и совершенно иной силезской фации для Кросненской (Силезской) зоны.

Нельзя, как это делают С. С. Круглов и С. Е. Смирнов, придавать значение фестончатости и проводить границу между обеими зонами по фестончатым очертаниям современной границы кросненских и более древних слоев, когда последние, слагая ядра антикли-



палей, при погружении оси обволакиваются кросненскими отложениями, заходящими и в соседние синклинали. Нельзя забывать, что кросненские отложения развиты также и в южных скибах Скибовой зоны, и в северной части Дуклянской зоны, т.е. не являются присущими только Кросненской (Селезской) зоне и границы крупных тектонических элементов нельзя проводить по границе распространения кросненской толщи.

В отношении южной границы Скибовой зоны в Закарпатье разногласий почти нет. Последняя согласно П. Н. Царненко проходит по надвигу Свидовецкой зоны. В виду этого к Скибовой зоне причислены две крайние южные скибы: Брустуранки и Синевира.

В отношении восточного продолжения Дуклянской зоны преобладает мнение, которого придерживаемся и мы, что в междуречье Боржавы и Теремли она уходит под надвиг более южных единиц. Что касается западного продолжения Буркутской единицы то решение этого вопроса пока дискутируется. Во всяком случае протягивание её в бассейн Ужа представляется нам весьма сомнительным. По мнению ряда геологов в западной части южного склона за буркутскую свиту принимаются сходные по литологическому характеру, но разновозрастные отложения, принадлежащие разным тектоническим единицам.

Один из проблемных вопросов связан с пониманием объема и распространении Черногорской зоны. Существует мнение (С. Л. Бызова и М. А. Бээр) о четырехчленности делении этой единицы на подзоны: Скуповскую, Говерлянскую, Ближницкую и Лужанскую. При таком понимании объема Черногорская зона показывается от государственной границы с Румынией до бассейна р. Рики. Однако большинство исследователей приходит к заключению о её двухчленном делении (со Скуповской и Говерлянской подзонами), тогда как две последующие единицы — Свидовецкая (=Ближницкая) и Красношорская (=Лужанская) — выделяются в самостоятельные зоны (П. Н. Царненко) или объединяются в Петрошскую (=Климовскую) структурно-фациальную зону (Я. О. Кульчицкий, П. Ю. Лозыняк). При таком объеме Черногорская зона западнее с. Ясиня уходит под надвиг Свидовецкой единицы. Последняя прослеживается в междуречье Рики и Черного Черемоша.

На юго-востоке и на северо-западе Свидовецкая единица полностью уходит под надвиги более южных структур. Некоторые исследователи, однако, ошибочно полагают, что в её пределах верхний мел идентичен меловому разрезу Дуклянской зоны или же допускают её нормальное погружение под олигоцен Кросненской (=Силезской) зоны. На этом основании её считают естественным продолжением то Дуклянской, то Кросненской единиц.

К югу от Свидовецкой зоны находится Красношорская, которая прослеживается в междуречье Черной Тиссы — Теремли в виде сравнительно узкой и непротяженной полосы, сложенной исключительно меловыми отложениями. С юга она перекрыта надвигом Суховской зоны.

Важным элементом каждой зоны является возраст основной складчатости, которым и определяется её формирования. Это принято в основу легенды тектонических карт Карпат, Балкан и Динарид, составляемых тектонической комиссией КБГА. На карте м-ба 1:1000000 в флише



Украинских Карпат выделяются две области: первая — заключающая ряд зон между Внешней зоной Предкарпатского прогиба и Раховской и Пенинской зонами — с доказанной савской складчатостью и вторая, более внутренняя, претерпевшая помимо савской более древние фазы. К ним относятся Раховская, Мармарошская и Пенинская зоны. Выделение зон подвергшихся меловым деформациям, было проведено по аналогии с территориями соседних стран, куда прослеживаются указанные единицы. При составлении новой карты м-ба 1:500000 возник вопрос о проявлении меловой складчатости на нашей территории. В первую очередь это связано с тем, что здесь не установлены перерывы осадконакопления с которыми была бы связана структурная перестройка в меловое время. Не установлены также посттектонические покрывки, запечатывающие надвиги.

Анализ имеющихся материалов по советской части Мармарошского массива позволяет допускать здесь интенсивные складчатые процессы мезозойского времени. В результате этих движений верхнеюрские известняки и глинистые отложения довыгорунской свиты претерпели низкотемпературный локальный метаморфизм (зеленосланцевая фация) в условиях одностороннего давления. Складчатые движения проявлялись здесь в самом конце юры или в начале раннего мела. Они привели к формированию внутренних покровов Мармарошского массива.

Более поздние складчатые процессы охватили как территорию Пенинской, так и Мармарошской зон на границе верхнего мела — палеоцена. Об их наличии, как считает Я. О. Кульчицкий свидетельствует угловое несогласие между отложениями мела и эоцена. Распространялись ли эти процессы на более внешнюю Раховскую структурно-фациальную зону — мы не знаем. Современная структура всех этих внутренних единиц окончательно сформировалась карпатской фазой складчатости в неогене.

В заключение перечислим зоны, которые выделяются в Украинских Карпатах большинством советских геологов: Скибовая, Силезская (=Кросненская), Субсилезская (Венгловецкая), Дуклянская, Черногорская, Свидовецкая, Красношорская (две последние единицы совместно с Буркутской подзоной Я. О. Кульчицкий и П. Ю. Лозыняк объединяют в одну зону), Суховская, Магурская, Мармарошская и Пенинская.

Отдельного рассмотрения заслуживают вопросы структурного районирования Предкарпатского и Закарпатского прогибов. Здесь ограничимся только одним замечанием, касающемся выделения в их пределах (что особо важно для Предкарпатского краевого прогиба) на основании формационных особенностей двух зон: а) Внутренней и б) Внешней, правомерность выделения которых хорошо аргументирована в работах А. А. Богданова и О. С. Вялова. Другие попытки структурно-фациального районирования (в том числе и выделение в Предкарпатском прогибе трех зон: Бориславско-Покутской, Самборской (и Бильче-Волицкой) нельзя считать правильными. В подразделении Закарпатского прогиба разногласий нет. Здесь обычно выделяется западная (Чопская) и восточная (Солотвинская) зоны, разделенные Выгорлат-Гутинской грядой вулканогенных образований неогена.



ВОПРОСЫ

И. К. Букур: 1. Какие литостратиграфические и тектонические соотношения встречаются в восточной части зоны „черных сланцев“?

2. Вы встретили на украинской территории курбикортикальный флиш, который в Румынии присутствует до советской границы?

Ответы: 1. В западную часть „черных сланцев“ развивается серия Шипоте, то есть черные сланцы со силицифицированными кварцитовыми песчаниками.

2. Мы считали, что курбикортикальный флиш соответствует белотиссенской серии, но может быть, это не точно так. Теперь точное соотношение неизвестной. Я только раз видел курбикортикальный флиш и надеюсь его детально рассмотреть по случаю этого конгресса.

РАЗГОВОРЫ

И. К. Букур: Я ставил вышеупомянутые вопросы потому что, на румынском участке, между единицами Аудия и Турия (курбикортикальный флиш) находится зона чередования (зеленая и черная глина) в которых мы встретили *Inoceramus*... *Andert et V. Agheorghiesi* (долина Молдова), *Danoilleiceras monile* Sow., палеонтологические доказательства свидетельствующие альбский-коньский возраст. Я наименовал эту зону чередования, единица Тороклеж, ограниченная к востоку сбросом Тороклеж, и к западу сбросом Турия, вдоль которой флиш Турия надлежит над единицу Тороклеж. Единица Тороклеж надвинута (масштаб мелкий) над восточной части зоны черных сланцев (единица Аудия).

С. Вдовияш: Проф. О Вялов ставил вопрос разделения Карпатского форланда по зонам, то что давно рассматривается в СССР и в Польше, а также в рамках Ассоциации. Я убежден, что эти вопросы решаются в особенности после появления тектонической карты карпато-балканской области. Мне хочется вспомнить, что в 1962 году, я опубликовал в Трудах геологической Ассоциации Белгии, тектоническую схему зоны флиша северных и восточных Карпат, на основе полученных польскими, советскими и румынскими геологами результатов (М. Филиппеску, Н. Болчило, Г. Мурджиану и др.). Считаю, что успел коррелировать разные зоны флиша.

В рамках работах этого Конгресса я видел тектоническую карту Румынии. На территории вблизи границы с Советским Союзом находится символ Тс (единица или точнее надвиг Таркэу). Мне хочется подчеркивать, что для этой зоне, Ян Новак предпринимал название „зона Сколе“. В отмеченной буквами Тс зоне, не существует Фация Таркэу; она отсутствует также и из краевых складок разреза Бузэу, где также отмечены буквы Тс. Понятие „надвига“ — в ответ на вопрос Др. М. Сандулеску — имеет не только геометрический, а также литостратиграфический смысл. Конечно, можно сказать, что каждая страна имеет право включить их свойственные названия, но я подчеркиваю, что мы создали эту Ассоциацию именно для того чтобы достигать важную цель — унификация областной номенклатуры.





НОВЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ОБ ОСНОВНЫХ ЧЕРТАХ СТРОЕНИЯ ПРЕДКАРПАТСКОГО ПРОГИБА ¹

В. В. ГЛУШКО ², Н. Ю. ЛОЗЫНЯК ³, М. И. ПЕТРАШКЕВИЧ ³

Предкарпатский краевой прогиб, как таковой выделен в 1949 г. А. А. Богдановым, который подразделил его на две части: Внешнюю, развитую на платформенном основании, и Внутреннюю, субстрат которой сложен геосинклинальными флишевыми образованиями мела и палеогена (Богданов, 1949; Ялов, 1949).

Основные положения данной концепции в течение ряда лет разделялись многими карпатскими геологами.

По мере поступления новой информации были предприняты попытки решения ряда кардинальных вопросов, связанных с выяснением структурных особенностей как самого прогиба и его фундамента, так и смежных областей.

Во Внешней или Бильче-Волицкой зоне прогиба были выделены (Глушко, 1958; Утробин, 1958) три продольные подзоны (с севера на юг): Стапиславская или Ивано-Франковская, Косовско-Угерская и Крукеничская. В автохтонном основании прогиба, благодаря данным бурения, выяснен характер структурно-формационных комплексов рифея и палеозоя (Буров и др., 1969, 1979) и были выделены Лежайский массив (байкалиды), Кохановская (ранние каледониды) и Рава-Русская (поздние каледониды) зоны.

Некоторые особенности строения фундамента региона послужили важной предпосылкой для перевода Самборской подзоны в самостоятельную зону. В итоге здесь различали Бильче-Волицкую (или Внешнюю в обычном понимании), Самборскую и Бориславско-Покутскую зоны. Две последние ранее выделялись в ранге подзон в составе Внутренней зоны (Буров и др., 1969). Следует заметить, что трехчленное деление прогиба, исходя из чисто теоретических предпосылок, было предложено В. И. Славным (Славин, 1959), который выделял зону северо-восточного или платформенного крыла (внешнюю), центральную, или среднюю, зону и зону юго-западного или геосинклинального крыла (внутреннюю).

¹ Работа была представлена на XII-ом Конгрессе Карпато-Балканской Геологической Ассоциации, 8—13 сентября 1981 г., Бухарест, Румыния.

² Львовский государственный университет.

³ Украинский научно-исследовательский геологоразведочный институт.



Касаясь истории формирования прогиба и выделения в его пределах Самборской и Бориславско-Покутской зон, отметим, что в качестве одного из основных критериев в данном вопросе обычно принималось во внимание наличие в прогибе нижнемиоценовых моласс. Их отсутствие во флишевых Карпатах давало весьма веское основание к заключению, что основная фаза складчатости, обусловившая возникновение Карпатской горной страны, проявилась в послеолигоценовое время. Этот постулат принимался в качестве отправного при всех тектонических реконструкциях и способствовал воссозданию довольно четкой картины строения региона, хотя многие исследователи, такие, например, как К. Толвинский, Г. Свидзинский, С. Вдовляк, И. Банчила, Т. Жожан и другие высказывали точку зрения, согласно которой зона развития глубинных складок является составной частью скибовых Карпат.

Все более частые находки миоценовых фораминифер и науплианктона (Досин, Грузман, 1977) наряду с издавна известными включениями гипсов (Шакин, Сандлер, 1963) и соли в верхней части кросненских отложений Карпат, указывают на несомненную тесную генетическую связь отложений внутренней части прогиба с флишевой областью. Следовательно, прежний принцип выделения прогиба теряет свою актуальность, и Бориславско-Покутская зона может рассматриваться в составе флишевых Карпат.

Принципиальные различия в истории развития Самборской и Бильче-Волицкой зон (судя по наличию стебникских и баличских отложений) возникли в баденское время. Это обстоятельство, вместе с другими геологическими предпосылками, дает возможность северо-восточную границу основного Карпатского надвига отождествлять с надвигом Самборской зоны.

Таким образом, структуру Предкарпатского прогиба можно представить в следующем виде.

Наиболее северо-восточной его частью является Бильче-Волицкая зона, которая, как известно, по литолого-фациальным признакам осадочного чехла и своим структурным особенностям тяготеет к Восточно-Европейской и эпипалеозойской платформам и в этом плане ее следовало бы рассматривать скорее как своеобразный предплатформенный прогиб юго-западный опущенный край Восточно-Европейской платформы (ВЕП).

Выделяемые здесь Ивано-Франковская, Угерская и Крукеничская подзоны разграничиваются крупными продольными Городокско-Калушским и Краковецко-Сtryйским разломами, тогда как поперечные дислокации (сбросо-сдвиги) разделяют отдельные блоки.

По отношению к Карпатскому горному сооружению они расположены под острым углом и прилегают к нему разными внутренними частями. Глубоким бурением установлено значительное (>30 км) распространение упомянутых элементов под надвинутым комплексом Складчатой области Карпат.

Самборская зона (покров), выходя из-под надвига Скибовой зоны, прослеживается в междуречье Сана и Серетеля. Для нее характерно развитие как своеобразных отложений воротыщенской, стебникской и баличской свит, так и типично платформенных образований бадения-сармата,



что придает ей черты краевой (пограничной) структуры, развившейся на стыке платформы и Карпатской геосинклинали. Несколько обособленное, по сравнению со смежными зонами, положение, которое она занимает подчеркивается еще и большими мощностями развитых здесь образований, покровным характером строения и предположительно отсутствующим (Б у р о в и др., 1969) в ее основании комплексом флишевых пород.

Бориславско-Покутская зона обладает всеми характерными для флишевых Карпат чертами строения. На общем фоне покровной структуры этот глубинный элемент характеризуется кулисообразным расположением отдельных групп складок, таких как Блажевская, Урожская, Бориславская, Долинская, Битковская, Дзвинячская и Покутская.

Блажевская группа складок установлена в районе Старого Самбора между селами Стрельбичи и Волей Коблянкой. В ее состав входят северная Блажевская и последовательно надвинутые друг на друга с юго-запада Воля Блажевская, Старосамборская и Сушицкая складки.

Структуры представляют собой антиклинали с пологими (25° — 35°) юго-западными и крутыми сорванными северо-восточными крыльями. Амплитуды надвигов превышают 4 км. Северо-западные периклинальные части складок данной группы прослеживаются узкой полосой вплоть до района с. Стрельбичи, где они тектонически выклиниваются, а не поворачивают на северо-запад (в сторону Перемышльской сигмоиды), как это могло бы показаться на первый взгляд. В юго-восточном направлении складки испытывают некоторый подъем и раздвигание, а в районе с. Монастырец, они опять погружаются, частично надвигаясь на Урожскую группу.

В строении складок Блажевской кулисы принимают участие отложения верхнего мела, палеогена и нижнего миоцена, что в общем свойственно почти всем структурам Бориславско-Покутской зоны. Характерной особенностью рассматриваемого района является развитие здесь своеобразной „бачинской“ фации (мергельно-радиоляриевой толщи, мощностью до 200 м) среднего и верхнего эоцена.

Миоцен представлен поляницкой и воротыщенской свитами, в которых отмечаются олистостромы и олистолиты олигоценовых, эоценовых и более древних пород. В примыкающей с севера полосе Самборской зоны, обращает на себя внимание наличие в стебникской свите мощных горизонтов конгломератов (Б у р о в и др., 1976). Преобладающими в разрезах складок являются палеоцен-эоценовые и олигоценовые отложения. В сравнении с юго-восточными районами Бориславско-Покутской зоны мощности палеоцен-эоценовых отложений примерно одинаковые, тогда как мощность менилитовой свиты олигоцена здесь значительно сокращена и колеблется в пределах 150—200 м.

Складки Урожской кулисы четко прослеживаются от Урожа до с. Попели. В плане они образуют более выпуклую дугу, заходя своим юго-восточным окончанием в район, расположенный между Онаковским и Раточинским поперечными разломами, где стебникские отложения Самборской зоны прослежены далеко на юг под надвигом Бориславско-Покутской зоны и Береговой скибой.



Урожская группа включает Ясеницкую (известную также под названием Ясеницко-Винишковской), Нагуевичскую и более южную Монастырецкую структуры. Кроме того, в районе сс. Монастырец и Урож между Нагуевичской и Монастырецкой, а также между Нагуевичской и Ясеницкой вскрыты две узкие сжатые складки, быстро выклинивающиеся по простиранию. Все структуры данной группы представляют собой наклоненные к северо-востоку антиклинали, у которых в районе Монастырца-Урожа отмечаются местами подвернутые северные крылья, тогда как в окрестности с. Попели это уже вытянутые надвинутые друг на друга чешуи с наклоном крыльев $25-40^\circ$. Минимальная амплитуда надвига крайней северо-восточной складки составляет 8 км.

Важно подчеркнуть, что здесь исчезает „бачинская фация” эоцена и появляется характерная разновидность верхнего эоцена — попельская свита.

Бориславская группа складок составляет следующую крупную кулису, состоящую из надвинутых друг на друга Бориславской, Глубинной Бориславской (=Оров-Уличнянской), Урычской (=Заводовской) и Тустановичской (=Стынавской = Южно-Танявской) складок-чешуй. В тыльных частях структур, на их юго-западных крыльях, в некоторых пересечениях выделяются более мелкие складки такие как Южно-Иванниковская, Новосходницкая и другие. Это почти лежащие, а местами даже слегка опрокинутые чешуеподобные структуры с длинными юго-западными и срезанными северо-восточными крыльями. По данным бурения амплитуда надвига Бориславской складки достигает 13 км.

В строении складок преобладают породы палеогена. Среди литофациальных особенностей пород, составляющих складки, важно отметить наличие в разрезе эоцена „попельской” фации, бориславского песчаника, на участке Оров-Улично — выгодских песчаников, а в менилитовой свите Бориславской складки — пласты кливских песчаников. В глубинных элементах мощность поляницкой свиты сокращена и составляет 300—350 м, тогда как в верхних она достигает 700—800 м. Менилитовая свита изменяется в мощности от 80 до 300 м.

В воротыщенской свите развиты характерные трускавецкие конгломераты, а также отмечаются олистостромы и олистолиты, сложенные породами менилитовой свиты, эоцена, юры и др.

Под складками Бориславской группы скважиной 18-Иванки вскрыты мощные (до 1000 м) конгломераты, которые, вероятно, являются аналогами трускавецких-слободских.

Представляется, что Бориславская группа складок в районе Болехова-Долины поворачивает на юго-восток, однако это предположение, впрочем как и особенности ее сочленения с Долинской кулисой, требуют уточнения.

Долинская группа складок занимает центральное положение в Бориславско-Покутской зоне, прослеживаясь от района г. Болехова до р. Быстрицы Солотвинской. В своей северо-западной части она простирается параллельно продольному Стрыйскому разлому, располагаясь двумя (Лисовичской и Северо-Долинской) складками во фронтальной части Бориславской кулисы. Более внутренние Долинская и Спаская



(Выгодская), структуры погружены под Бориславскую группу. Характер структур данной кулисы существенно отличается от особенностей строения складок предыдущей группы. Здесь развиты не только чешуе-подобные структуры со срезанными северо-восточными, но и наклоненные ассиметричные антиклинали с сохранившимися подвернутыми северными крыльями. Наклон структур достигает $45-50^\circ$. Причем более пологие крылья складок отмечаются, как правило, в местах, где они перекрыты мощной толщей пород Берегового надвига. Амплитуда надвига Северо-Долинской складки по данным бурения превышает 6 км.

Шариры складок кулисы по простиранию заметно ундулируют, а сами структуры в районе Майдана приближаются к дневной поверхности и на небольшом участке перекрывают антиклинали Битковской группы. Сочленение Долинской и Битковской групп складок во многом еще не ясное и одной из причин этого является очень сложное строение т.н. „Майданского узла”.

В северо-западных районах Долинской кулисы в строении складок преобладают отложения палеогена и нижнего миоцена, в центральных — меловые, а в юго-восточной — снова палеогена.

Важно отметить, что в рассматриваемой группе складок скважинами I-Шевченко и I-Луки вскрыты темно-цветные породы спасской свиты нижнего и пестроцветы илемкинской свиты верхнего мела, которые вероятно принадлежат Спасской и Северо-Долинской (Нижнеструтинской) структурам.

В районе Ольховки в пределах Нижнеструтинской структуры зафиксированы маломощные песчано-глинистые породы бадения-сармата, залегающие с резким угловым несогласием на отложениях вортыщенской свиты.

По сравнению с Бориславской, в Долинской группе складок наблюдается увеличение мощности палеоцен-эоценовых отложений, которая составляет 500—650 м. Олигоценные отложения от 500—600 м в Северо-Долинской и Долинской структурах на северо-востоке увеличиваются в мощности до 1000—1200 м в юго-западных и юго-восточных направлениях. В верхней части олигоценового разреза прослеживается чечвинский горизонт туфов.

Битковская группа складок, протяженностью более 70 км, начинается в окрестности Рожнятова под структурами Долинской группы и отсюда в юго-восточном направлении прослеживается до р. Лючки. Здесь выделяются такие крупные структуры как Пневская, Пасечнянская, Битковская, Россильнянская, Луквинская, Луквинская глубинная и Богровская и более мелкие — Старая Копальня, Газовая, Дил, Бухтовецкая, Хрепиловская и др. Складки рассматриваемой кулисы заходят далеко на юг под надвиг Скибовой зоны Карпат, о чем свидетельствуют данные бурения в районе Кременцов и Микуличина.

Амплитуда надвига Битковской группы складок составляет примерно 15 км.

В строении складок преобладают породы палеогена и нижнего миоцена.

Из наиболее характерных лито-фациальных особенностей района необходимо указать на развитие здесь в среднем эоцене пасечнянских



известняков. Этот тип отложений свойствен только Битковской группе складок, причем преобладают они главным образом в районе Битковского месторождения, а северо-западнее в этой толще появляется значительное количество песчаников. В юго-восточных районах разрез становится мергельным (Буковинские слои). Второй особенностью рассматриваемого разреза является не повсеместное развитие ямненских песчаников и их замещение пестроцветными аргиллитами, которые вместе с красноцветами нижней части маявской свиты выделяются в своеобразный битковский горизонт или слои. В ворытыщенской свите нижнего миоцена появляются мощные конгломераты, которые принимают участие в строении Пневской складки.

В северо-западном районе Битковской группы структур мощность отложений менилитовой свиты закономерно увеличивается от северных складок к южным (от 250—300 м в Росилянкой и Раковецкой, до 1000 м в Багровской). На остальной части территории мощность менилитовой свиты колеблется в пределах 250—400 м.

Сочленение Битковской группы складок с Покутской происходит, очевидно, путем надвигания первой на вторую, а не посредством почти вертикального контакта по поперечному Покутскому разлому, как это предполагалось раньше.

Дзвиняцкая группа складок занимает более внешнее положение по сравнению с Битковской. Она включает Гвиздецкую и Дзвиняцкую (Старуньскую) структуры. Ряд геологических предпосылок указывает на некоторое ее сходство со складками Покутской группы, что не дает полной уверенности в обособленном ее существовании. Не исключено, что она составляет северо-западное продолжение Покутских складок.

Складки Дзвиняцкой группы представляют собой асимметричные наклоненные к северо-востоку и вытянутые в карпатском направлении антиклинали с крутыми и местами даже подвернутыми северными и сравнительно пологими южными крыльями. В строении складок явно преобладают породы нижнего миоцена, которые местами с перерывом залегают на различных горизонтах палеогена. Лито-фациальный облик олигоцена, эоцена, палеоцена и верхнего мела сохраняется примерно таким, как и в Битковской группе складок.

Наиболее существенные отличия наблюдаются только в комплексе нижних моласс. Здесь значительно сокращена мощность пород полиптичской свиты, местами она размыта и полностью выпадает из разреза. В районе Дзвиняча и к юго-востоку от него широкого развития достигают слободские конгломераты, а также очень своеобразный тип флишеподобных отложений с обилием отпечатков следов птиц и млекопитающих — добровская свита.

Покутская группа складок издавна рассматривается как выведенная на дневную поверхность часть флишевого основания Бориславско-Покутской зоны. Это очень крупная группа структур, протягивающаяся от окрестностей Слободы Рунгурской до государственной границы с Социалистической Республикой Румынией (на протяжении около 100 км). Максимальной ширины (до 18 км) она достигает в Космачском пересечении, а затем постепенно сужается и в долине р. Серетель полоса ее развития не превышает 7 км. В отличие от предыдущих кулис Покут-



ская группа складок вместе с редуцированными образованиями Самборского покрова надвинута непосредственно на Бильче-Волицкую зону, которая в этом районе прослежена далеко на юго-запад под Скибовыми Карпатами.

В пределах рассматриваемой кулисы выделяются складки Каменистого (северо-западным продолжением которой, по-видимому, является структура Слобода Рунгурской), Карматуры, Брусного, Плоского и Максимца. Залегают они сравнительно неглубоко и большей своей частью выведены на дневную поверхность. От нормальных антиклиналей на северо-западе они постепенно переходят в юго-восточном направлении в типичные складки-чешуи с подвернутыми и срезанными северными крыльями, что возводит их в ранг великолепного эталона для изучения и понимания геологического строения всей Бориславско-Покутской зоны. Северо-западные периклинали Брусного, Плоского и Максимца в районе Космача погружены под структуры Битковской группы и Скибовую зону.

Бориславско-Покутская зона северо-западнее Старой Соли, по-видимому, полностью выклинивается, тогда как в юго-восточном направлении составляющие ее кулисы продолжают на территории Румынии.

Северо-восточная граница зоны представляется не как единый, протягивающийся вдоль всего прогиба надвиг, а как совокупность фронтальных частей надвигов выделяемых групп складок. Она неровная, скорее фестончатая, но замаскирована (особенно в местах сочленения кулис) миоценовыми отложениями Самборской зоны.

Юго-западная граница распространения кулис, а следовательно и всей Бориславско-Покутской зоны совпадает с плоскостью надвига Скибовых Карпат.

И в заключение важно подчеркнуть, что каждая из выделенных кулис не протягивается вдоль всей украинской части предгорья Карпат, а имеет локальное распространение и что не всем им присуще многоярусное строение.

ЛИТЕРАТУРА

- Богданов А. А. (1949) Основные черты тектоники Восточных Карпат. *Сов. геология*, 40, с. 9—22.
- Буров В. С., Глушко В. В., Шакин В. А., Шпак П. Ф. (1969) К вопросу о северо-восточной границе распространения флиша во Внутренней зоне Предкарпатского прогиба. *Геол. журн.*, 29, 3, с. 3—11.
- Буров В. С. и др. (1976) Конгломераты стебникской свиты Предкарпатья. *Геология и геохимия горючих ископаемых*. Изд-во „Наукова думка”, 46, с. 30—40.
- Буров В. С., Глушко В. В. и др. (1979). Новые взгляды на структуру Предкарпатского прогиба. *ДАН УССР, сер. „Б”*, 7, с. 503—506.
- Вялов О. С. (1949) Структура Карпат в Закарпатской области. Тр. научн. — геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам УССР. Изд-во АН УССР, с. 291—310.



- Глушко В. В. (1958) Основные черты тектоники Предкарпатского прогиба и прилегающей части Русской платформы. *Геол. сб. Львовского геол. об-ва*, Изд-во Львов. ун-та, с. 72—24.
- Досин Г. Д., Грузман А. Д. (1977) Про верхню междо олигоцену в Східних Карпатах. *ДАН УРСР, сер. „б”*, 12, 1073—1077.
- Славин В. И. (1959) Тектоническое районирование западных областей Украины. *Сб. Геологическое строение и нефтегазоносность западных и южных обл. Украины*, изд-во АН УССР, К., с. 74—90.
- Утробин В. И. (1958) Особенности тектонического строения Внешней зоны Предкарпатского прогиба. *Геол. сб. Львов геол. об-ва*, 5—6, изд-во Львов. ун-та, с. 25—41.
- Шакин В. А., Сандлер Я. М. (1963) Гипсы в олигоценовом флише Карпат. В: *Геология и нефтегазоносность Советских Карпат*. Тр. Укр-НИГРИ, вып. 6, Госгеолтехиздат. Л., с. 170—173.

ВОПРОС

М. Сандулеску: Из чего состоит аллохтонские олистолиты в Борислав-Покутской зоне?

Ответ: Наибольшее количество олистолитов в Бориславско-Покутской зоне приурочено к отложениям нижнего миоцена (Поляницкая и Ворышенская свиты). Чаще всего, это флишевые образования мела и палеогена. Менее часты известняки юры, доломиты триаса (?), аргиллиты и сланцы с граптолитами силура и породы рифея.



PÉTROLE ET GAZ
PETROLEUM AND GAS
НЕФТЬ И ГАЗ



Institutul Geologic al României



CONSIDÉRATIONS SUR L'ÂGE DU SEL DANS LA ZONE DES PLIS DIAPIRS ATTÉNUÉS ET INCIPIENTS DE LA MUNTÉNIE ET SES IMPLICATIONS SUR LA GENÈSE ET LA RÉPARTITION DES GISEMENTS D'HYDROCARBURES ¹

PAR

ELENA ALBU ², NICOLAE BALTEŞ ²

En Roumanie, la zone des plis diapirs est une région où les gisements d'hydrocarbures sont prépondérants, comme distribution et comme productivité, comparés aux autres régions pétrolifères de l'avant-fosse des Carpathes Orientales. Par conséquent, il y a aussi toute une littérature de spécialité, publiée ou non, d'où il s'ensuit qu'il est difficile d'établir l'âge du sel, généralement faute de données spécifiques, ce qui a mené souvent aux hypothèses contradictoires.

Le principal objet d'étude de cet ouvrage est constitué par la zone des plis diapirs atténués et incipients, zone moins investiguée jusqu'à présent et où il est encore difficile d'expliquer les procédés de la formation des diapirs.

Encadrement stratigraphique du sel. C'est Mrazec (1907) qui a accordé le nom de zone des plis diapirs à la région des Subcarpathes entre les vallées de Buzău et de Ialomița, à présent considérée comme appartenant au flanc interne de l'avant-fosse des Carpathes Orientales (fig. 1). Dans la zone, on a remarqué l'existence de certains alignements (Atanasiu, 1948), généralement orientés parallèlement aux structures majeures des Carpathes, le long desquels se trouvent les massifs de sel, à divers degrés de percement, selon lesquels on a dénommé, à partir de la bordure septentrionale du flanc interne de l'avant-fosse (Ocnița-Colibași-Runcu-Păcureți) les plis diapirs renversés et, plus vers le sud (Teiș-Moreni-Băicoi-Țintea), les plis diapirs exagérés. Dans la région où les dépôts de l'avant-fosse ont un soubassement de plate-forme, il y a des plis diapirs atténués (Bucșani-Mărgineni-Aricești) et incipients (Vlădeni-Mănești-Ploiești).

¹ Note présentée au 12^{ème} Congrès de l'Association Géologique Carpatho-Balkanique, 8-13 septembre 1981, Bucarest, Roumanie.

² Ministère du Pétrole, Bucarest.



Au début, la plupart des géologues ont dû admettre que le sel appartenait aux couches de Cornu, ou à leurs équivalents d'âge aquitainien, le situant ainsi entre l'Oligocène et les conglomérats burdigaliens de Brebu. D'autres hypothèses ont attribué au sel de cette zone des âges plus anciens, prétertiaires.

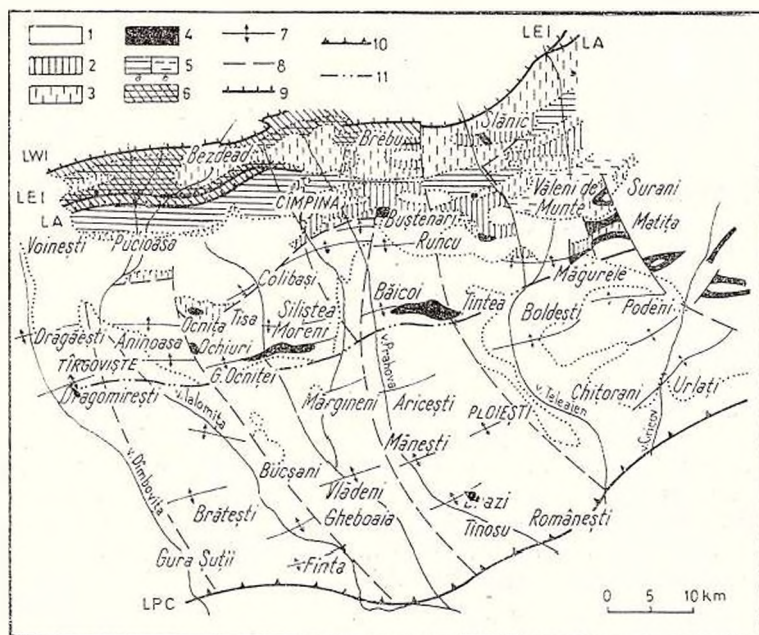


Fig. 1. — Carte géologique de la zone des plis diapirs (d'après Albu).

- 1, Sarmato-Pliocène; 2, Badénien; 3, Miocène inférieur; 4, massif de sel à la surface; 5, flysch paléogène (a, éperon de Homoriciu; b, éperon de Văleni); 6, flysch crétacé; 7, zone anticlinale; 8, faille; 9, ligne de charriage; 10, ligne péricarpathique; 11, la plus profonde zone de la subsidence.

Ultérieurement, Popescu (1943) et Olteanu (1943) établissent l'âge tortonien (badénien) pour une partie des brèches à massifs de sel entre les vallées de Prahova et de Buzău, facilitant l'estimation du sel comme appartenant à deux niveaux stratigraphiques, l'un inférieur, à la base du Miocène, et l'autre supérieur, dans le Badénien (Tortonien) moyen. L'idée de l'existence du sel badénien s'est vite répandue, et on a attribué cet âge (Olteanu, 1973) à beaucoup de massifs de sel rencontrés sous les dépôts sarmato-pliocènes et surtout dans la zone des plis diapirs atténués et incipients, considérant que la formation à sel inférieur a lieu en profondeur et est peu affectée par le diapirisme.

Néanmoins, grâce à certaines possibilités de datation plus rigoureuses des sédiments miocènes, à partir des critères micropaléontologiques (Costea, Baltes, 1962) et surtout de la recherche palynologique du sel (Baltes, 1967, 1977), on a assuré une bonne corrélation, donc on a éliminé les confusions sur l'âge de beaucoup de massifs de sel, n'importe leur position tectonique.

Par suite de l'actualisation des résultats obtenus dans la zoné, on a abouti à l'idée exprimée dans cet ouvrage, selon laquelle la formation du sel supérieur d'âge badénien s'est produite uniquement dans la partie septentrionale du flanc interne de l'avant-fosse, où il y a eu des conditions lagunaires de sédimentation, tandis que, dans le reste du bassin, cette formation ne s'est pas déposée.

Par conséquent, le sel inférieur d'âge burdigalien, se trouve tout le long du flanc interne, y compris la zone des diapirs atténués et incipients et est affecté par le diapirisme (fig. 4).

Voilà pourquoi les forages qui ont traversé les dépôts badéniens des zones plus profondes, à partir du sud de l'alignement Ocnîța-Colibași-Runcu-Măgurele et jusqu'à la ligne péricarpathique n'ont pas rencontré le sel supérieur, bien que, paléontologiquement, on ait démontré l'existence d'une colonne stratigraphique complète de la formation. Dans ces zones, au-dessus d'une série tuffacée, parfois marneuse, où il y a une association à *Orbulina*, typique pour le Badénien inférieur, on trouve une alternance de marnes et de grès marneux (Măgureni, Podeni, Tinosu, Finta), supportant la séquence marneuse-schisteuse à *Spiralis* et *Radio-laires*, qui marque la partie supérieure de la formation. A remarquer qu'entre le niveau à tufs et les marnes supérieures on n'a pas rencontré le sel, ni même sous la forme des graines et des pellicules, ce qui exclut l'hypothèse que le sel badénien, sur toute la surface mentionnée, a été éjecté vers les zones à pressions minimes.

Grâce aux interprétations récentes du matériel obtenu des brèches associées aux massifs de sel, le long des alignements Buceșani-Mărgineni-Aricești et Vlădeni-Mănești-Ploiești, on a constaté l'apparition de nombreux spécimens crétacés, paléogènes et miocènes inférieurs, ce qui démontre que les massifs de sel ont accumulé dans leur caprock des éléments reçus pendant la sédimentation ou pendant leur déplacement vers la surface. Ces éléments sont normalement associés au sel inférieur burdigalien et jamais à celui badénien, ayant également en vue l'évolution du bassin de sédimentation.

Dans ce sens-là, un apport important est celui du matériel palynologique prélevé du sel même. Le trait caractéristique de l'association palynologique est constitué par l'apparition relativement soudaine de certaines leiosphères (*Tylothodiscus*, *Crassosphaera*, *Tismanites*), qui marquent l'établissement de la lagune miocène inférieure après la phase d'adoucissement prononcé de l'Oligocène terminal. On a rencontré de telles associations dans le sel de Buceșani, Mărgineni, Aricești, Mănești, Românești, Tinosu, indiquant le Burdigalien inférieur.

L'évolution du bassin. Formé après les plissements saviques, qui ont soulevé et plissé les dépôts flyschoides, le bassin de l'avant-fosse s'installe avec sa zone la plus profonde, au contact des soubassements carpathique et de plate-forme, zone située entre les alignements des plis diapirs exagérés et atténués. Sur le versant septentrional de ce bassin qui recouvre les sédiments flyschoides, il y a eue crêtes paléogènes qui l'ont compartimenté dès le début du Miocène inférieur et surtout pendant le Badénien moyen. Au sud, le fond du bassin recouvrait la Plate-forme moesienne jusqu'à son seuil marginal (la ligne Gura Șuții-Finta-Tinosu) qui a fonctionné comme une falaise pendant la sédimentation (fig. 2).

Au début du Miocène inférieur, le bassin a été moins profond, propice au développement d'un faciès lagunaire, à dépôts salifères. Ulérieurement, grâce à une subsidence continue et active, le sel a été enterré par les dépôts de la molasse inférieure, où l'on remarque l'apparition des conglomérats (Brebu) dans les régions limitrophes des crêtes et du seuil marginal.

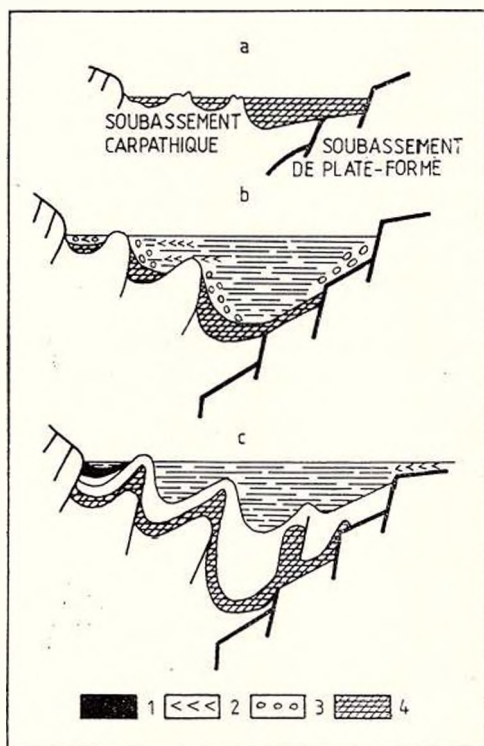


Fig. 2. — Evolution schématique du flanc interne de l'avant-fosse.

1, sel supérieur (Badénien) ; 2, anhydrite ; 3, conglomérat de Brebu ; 4, sel inférieur (Burdigalien) ; a, pendant le dépôt du sel au cours du Miocène inférieur ; b, pendant le dépôt du sel au cours du Badénien.

Pendant l'Helvétien, la zone de sédimentation diminue, par suite des mouvements styriques anciens qui soulèvent les crêtes, certaines s'émergeant, comme la zone Tîrgoviște-Moreni-Băicoi, tandis que le sel, à cause des pressions lithostatiques et des mouvements tangentiels, est poussé vers les zones marginales, ou le long des failles. Ainsi commencent à se former les massifs de sel dans les noyaux des plis diapirs.

Le milieu marin de sédimentation reste présent dans le bassin excepté la zone au nord d'Ocnița-Colibași-Runcu-Măgurele. Par suite des plissements styriques nouveaux, au cours du Badénien moyen, celle-ci s'est constituée par des lagunes à dépôts salifères, alors qu'au sud, l'eau passe le seuil marginal et envahit la plate-forme, créant un milieu favorable aux accumulations des anhydrites.

Au Badénien supérieur, les eaux marines recouvrent la zone septentrionale. A la fin du Badénien, par suite des plissements moldaves, des crêtes exondées commencent à surgir également sur le versant méridional du flanc interne de l'avant-fosse le long des alignements des diapirs

atténués et incipients. Il est possible qu'à Bucşani et Ariceşti, le sel eut à ce moment la tendance de s'écouler sur les dépôts miocènes inférieurs.

Les phases de plissement qui ont suivi, surtout celles attiques (intrasarmatiennes) et valaques, ont définitivement la structure des dépôts sédimentaires et la forme des diapirs, aspect également influencé par la structure du soubassement du bassin de sédimentation.

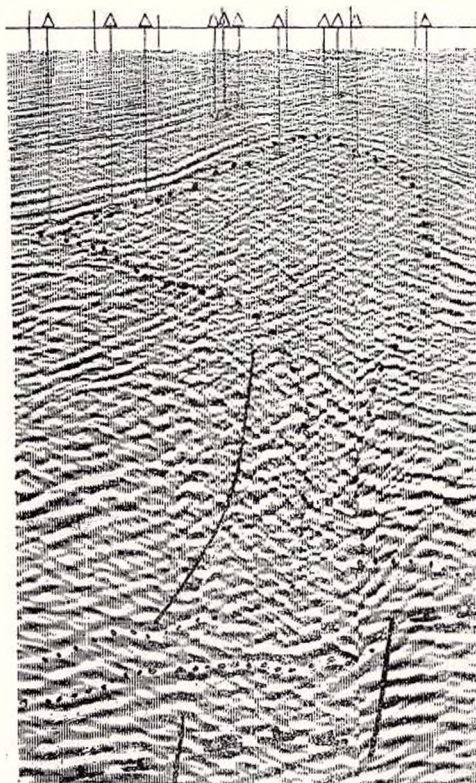


Fig. 3. — L'aspect des noyaux de sel à Bucşani suivant un profil sismique.

Ainsi, dans la région des plis diapirs atténués et incipients, où le soubassement est de plate-forme, les failles longitudinales majeures le long desquelles sont alignés les diapirs, sont déterminées par des seuils de fondement, générés par l'effondrement en échelle de celle-ci vers le nord. Une série de failles transversales à caractère plus profond, également impliquées dans la zone septentrionale, font descendre ce fondement de l'ouest vers l'est, de façon que la plus grande profondeur du bassin pour cette zone est située le long de la vallée de Teleajen. On peut donc tracer une série de blocs tectoniques, où les noyaux de sel ont un aspect différent, comme dans le cas des diapirs atténués, à Bucşani et à Ariceşti, où le sel grossit à la partie supérieure de la colonne, sous la forme d'un champignon, tandis qu'à Mărgineni, le sel a la forme d'un oreiller („salt pillow”). Le long des alignements des diapirs incipients le sel gagne la forme des colonnes avançant vers la surface, plus (Măneşti) ou moins (Vlădeni).

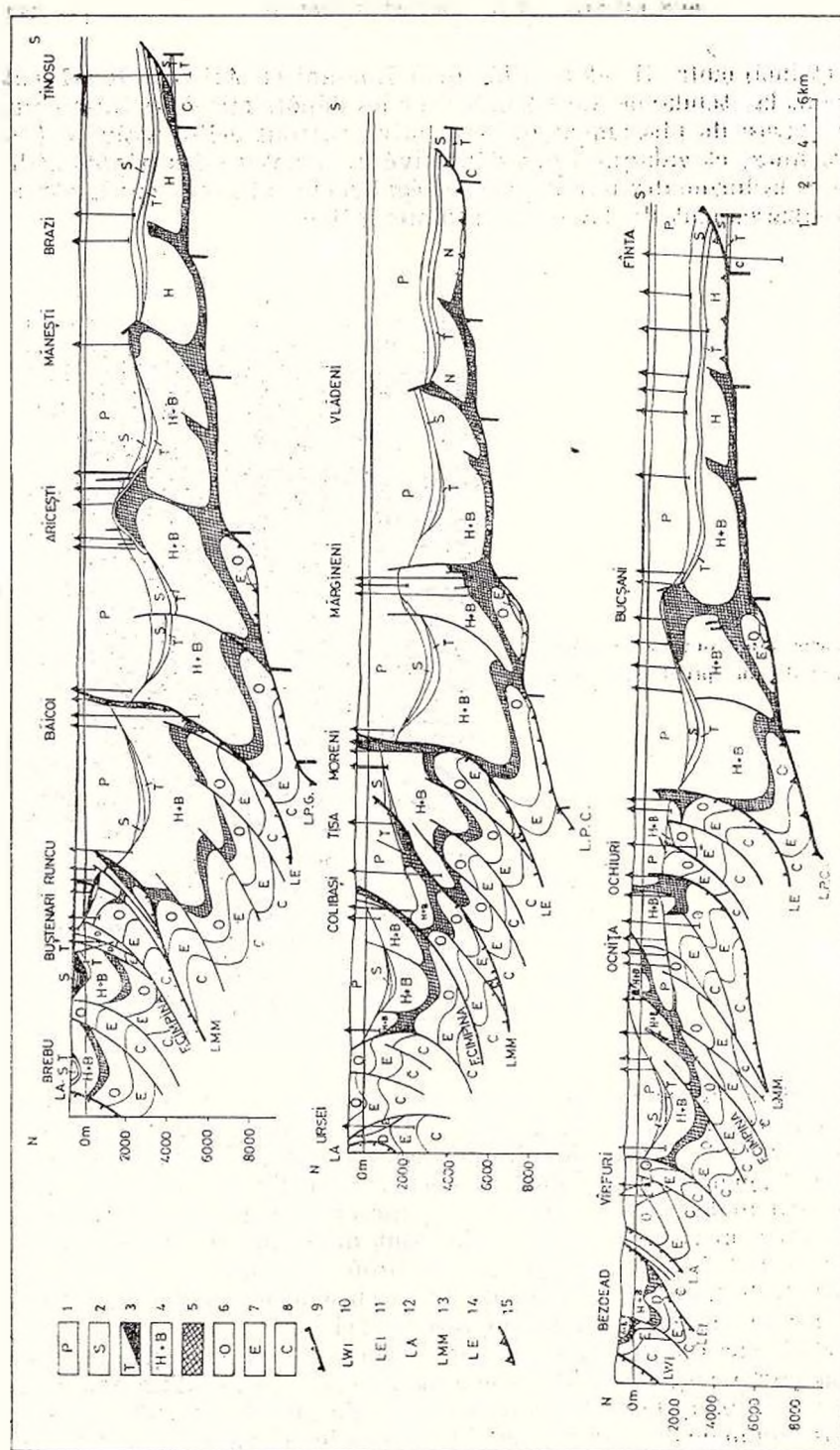


Fig. 4. — Coupe géologique à travers la zone des plis diapirs (d'après Albu).

1, Pliocène ; 2, Sarmation ; 3, Badénien (sel supérieur) ; 4, Burdigalien-Helvétien ; 5, sel inférieur ; 6, Oligocène ; 7, Eocène ; 8, Crétacé ; 9, ligne de charriage du flysch ; 10, unité ouest-interne ; 11, unité est-interne ; 12, ligne médio-marginale ; 13, ligne externe ; 14, ligne péricarpathique.

Sur le versant méridional du flanc interne de l'avant-fosse, le sel a fonctionné comme lubrifiant le long de la Ligne Péricarpathique, tel qu'il se présente à Tinosu (fig. 4).

Cet aspect structural de la zone est soutenu aussi par les résultats des travaux sismiques à Bueşani, où l'on pourrait même délimiter le massif de sel, suivant un profil sismique transversal (fig. 3).

Le sel, impliqué dans la genèse des hydrocarbures et dans la formation des gisements. L'influence du sel dans la genèse des hydrocarbures se fait ressentir dès le début de la sédimentation de la matière organique, déterminant le milieu salé qui a facilité certains processus chimiques nécessaires à l'apparition des hydrocarbures et à leur séparation du sédiment minéral. La grande conductibilité thermique du sel a favorisé l'augmentation de la température dans les zones limitrophes et, par conséquent, la transformation de la matière organique en hydrocarbures.

Formés dans de telles conditions, les sédiments molassiques inférieurs ont de bons caractères générateurs, aspect signalé par Mirazec (1922—1931) et récemment confirmé par les études sur le degré de métamorphisme organique et le potentiel pétroligène (Baltes, 1978). A partir d'eux, le Burdigalien inférieur en faciès lagunaire, à sel, manifeste un indice global de métamorphisme organique (IMO) de 3,3—3,6, compatible avec la faible génération du pétrole lourd et abondante des gaz, aux profondeurs d'environ 4000 m.

En dehors des conditions d'ordre génétique, l'influence du sel et surtout de son diapirisme détermine de bonnes conditions pour la migration des hydrocarbures et pour la formation des pièges structuraux et stratigraphiques dans les formations limitrophes, fait prouvé par l'existence de nombreux gisements dans la zone des plis diapirs. L'imperméabilité des couches de sel confère également à ces derniers de remarquables possibilités de protection et d'écranisation des accumulations.

Par conséquent, connaître l'âge du sel impliqué dans la structogénèse d'un bassin sédimentaire est très utile pour estimer son potentiel pétro-gazéiphere.

L'âge burdigalien inférieur du sel dans la zone des plis diapirs atténués et incipients de la Munténie ouvre de nouvelles perspectives d'hydrocarbures pour les sédiments miocènes inférieurs.

BIBLIOGRAPHIE

- Albu E. (1977) Evoluția geologică a depresiunii precarpatice în neogen, cu privire la structuri majore de fundament și cuvertură și delimitarea în timp și spațiu a avansei pe teritoriul României. *Thèse de doctorat*, Univ. București.
- Atanasiu I., (1948) Zăcămintele de țiței din România. *Rev. teh. A.G.I.R.*, 3, p. 111—125, București.
- Baltes N. (1967) Microflora from Miocene salt-bearing formations of the Pre-Carpathian Depression (Romania). *Rev. Paleobot. Palynol.*, 2, 1—4, p. 183—194, București.
- (1977) Aplicarea palinologiei în studiul depozitelor salifere din avansosa carpatică. *Mine, Petrol și Gaze*, 28, 9, p. 407—411, București.



- Costea I., Balteș N. (1962) Corelări stratigrafice pe baza microfosilelor. *Ed. Tehnică*, 263 p., București.
- Dumitrescu I., Săndulescu M., Lăzărescu V., Mirăuță O., Pauliuc S., Georgescu C. (1962) Mémoire à la Carte tectonique de la Roumanie. *An. Com. Geol.*, XXXII, p. 5–52, București.
- Mrazec L. (1907) Despre cutele cu simburile de străpungere. *Bull. Soc. Șt.*, p. 6–7, București.
- Olteanu F. I. (1943) Observații asupra brechiei sării cu masive de sare din regiunea mio-pliocenă dintre valea Teleajenului și P. Bălăneasa. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, 32 p. 12–18, București.
- Olteanu G. H. (1965) Salt rising mechanism in the Pre-Carpathian area of the Ploiești region. *Carp. -Balk. Geol. Assoc. VII Congr. Sofia, Bulgaria*, p. 157–163.
- Pătruț I., Paraschiv D., Dicea O. (1973) Considerații asupra modului de formare a structurilor diapire din România. *Rcv. Petrol Gaze*, 24 p. 533–542, București.
- Popescu G. R. (1943) Observații asupra brechiei sării și a unor masive de sare din zona paleogenă-miocenă a jud. Prahova. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, 32, p. 3–12, București.



HYDROCARBON SOURCE-ROCKS IN ROMANIA ¹

BY

NICOLAE BALTEŞ ²

Introduction

The organic theory of oil genesis, with all its theoretical and practical implications, asks for the concept of source-rock. If from the point of view of the sedimentogenetic conditions and of the mineralogical, geochemical and organic (paleobiological) facies characteristics, source-rocks can be approached by the present research techniques, the definition, identification and generalization of the evolutionary stages of primary organic matter and of hydrocarbon generation as such are still the controversial, blurred sides of the problem.

The various definitions provided for source-rocks ultimately mirror the knowledge degree of the latter at a given moment rather than a thorough characterization of the investigated rock.

In Romania, the research of source-rocks by specific laboratory means is recently dated; at present, the problem is intensely and systematically approached in order to substantiate new projects for hydrocarbon geological works.

Most of the organic matter disseminated in the investigated sedimentary rocks is represented by the vegetal fraction occurring as microfossils, of a great taxonomic diversity and of variable, sometimes extremely high, frequencies and of debris derived either from fossil remains or from amorphous vegetal material. This category of vegetal substance, together with the kerogene — in its turn mostly consisting of substances of a vegetal kind — occurs in considerable amounts. In numerous analyzed cores, especially from Silurian, Bajocian and Oligocene shales, the total amount of organic matter reached 20-30 g/100 g rock, while in the case of some coaly shales, it exceeded 50 g for the same rock amount.

Since it has been experimentally proved that the generative possibilities determined by the diagenesis of the organic matter and of the bearing sediments directly correlates to the initial nature of the organic matter

¹ Paper presented at the 12th Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association, September 8-13, 1981, Bucharest, Romania.

² Ministry of Petroleum, Bucharest.



in question, an original classification of the vegetal organic matter has been achieved, which has allowed for a quick and efficient estimation of the oil potential for any type of sedimentary rock (Balteș, 1980).

Diagenesis — Depth — Oil Potential

Regarded as a complex process including all the transformations which take place in a sediment between its sedimentation and the beginning of its metamorphism (anchymetamorphism), the diagenesis directly impacts upon the organic matter and, under given geological circumstances, decides for its evolution and determines hydrocarbon generation.

The practically infinite variability of the so far acknowledged geological circumstances, brought about by the structural-tectonic evolution of the earth crust, has created considerable difficulties not only in establishing the part played by diagenesis in hydrocarbon generation, but also in simply estimating its form of manifestation.

The attempt to precise certain geological factors clarifying the hydrocarbon field generation conditions implies a brief review of diagenesis variation, expressed in the metamorphic index (MI) from various geological formations and units in Romania with a positive oil potential, in conformity with depth and with the main hydrocarbon source-rocks.

Oil Source-Rocks

Paleozoic and Mesozoic source-rocks seem to be prevailingly stock-ed in the foreland units, while Tertiary generators are visibly more widespread, actually located in all major units in the country, mainly in those of the Carpathian Foredeep.

Paleozoic Source-Rocks

The oldest rocks supposed to be oil-generating seem to originate in the argillitic Silurian, possibly Ludlowian, sequence, in the north-west of the Moesian Platform; this remark is supported by the Silurian MI, which is 2.8-3.5 in the Bibești-Bulbuceni area.

In the east of the Platform, the potential oil source-rocks belong to the Givetian in a calcareous-dolomitic facies (possibly to the Frasnian as well). The very good preservation state and the metamorphism favourable to light oil and wet gas generation (3.1-3.9) is also proved by the primary organic matter in the Dedulești Devonian oil field waters.

From the viewpoint of the Platform as a whole, the oil-generating capacity of the Paleozoic strata appears to be restricted to a few sequences, both temporally and spatially limited. But, when correlating the metamorphism data on the organic matter in the oil field waters to those on the consolidated rocks matter, a considerable spatial extension of the source-rocks is to be noticed. Thus, Silurian argillites may be regarded as generative all over the northern Platform area between Capu Dealului-Făurești-Oporelu and Optași. The relatively small amounts of Silurian oil, recorded in the regional reservoirs, might be justified by the destruction of most of the latter during the exondation period(s) at the upper-



most Silurian, when the gritty Lower Devonian sequences managed to entrap, only to a lesser extent and only locally (Bibesti-Bulbuceni), the rest of the Silurian oil — probably derived from the terms unaffected by erosion.

The next possible oil-source sequence belongs to the (Upper) Mesodevonian and Neodevonian throughout the Moesian Platform, in a calcareous-dolomitic facies crossed by drillings at: Rîmești, Izvoru, Balș, Urziceni, Smirna, Călărași and Dedulești, testifying to certain petroligenous capacities in such rocks.

The same metamorphic stage, favourable to oil generation, has been determined at the base of the carbonate, Middle Devonian sequence in the Călărași area. It is worth noticing that in the Comana and Mangalia boreholes, which practically revealed the same horizon, the metamorphism is very strong, indicating no petrogenetic capacities.

The youngest Paleozoic source-rock lies in the south of the Moesian Platform and belongs to the Namurian sequence, with a metamorphism of 3.3-3.7, favourable to light oil generation.

Besides the above-mentioned possibly oil-generating sequences, other Paleozoic, pelitic or calcareous-lagunary rocks are not to be skipped over, since, under certain circumstances, they yielded positive results as to oil potential testing. First and foremost, the argillitic Ordovician and Lower Silurian sequences, opened in the Balș, Optași and Capu Dealului areas, should be taken into account.

Mesozoic Source-Rocks

The immature stages of the thermo-catalytic transformation characterizing most of the Triassic deposits, especially the lower and upper red series, leave out any hydrocarbon-generating capacity. The survey of the organic metamorphism in the Middle Triassic calcareous-dolomitic complex, wherever crossed by drillings, generally discloses the same immature aspect of the vegetal matter, in other words, a practically null oil potential.

A moderate metamorphism, between 3.3-3.5, able to generate medium (predominantly naphtenic) oil in lesser amounts has been recorded in the Triassic deposits, up to now only the Putineiu, Chiriacu, Studina, Ardeleni and Oprelu wells, in a calcareous-dolomitic complex, interbedded with variable clay-, sometimes gypsum- and salt-thicknesses. This remark substantiates and completes the hypothesis according to which under peculiar sedimentary and sheltering conditions, certain lagunary rocks might constitute hydrocarbon-generating rocks, thus stimulating complex research studies in this field.

Obvious source-rock features should be noticed in the detritogenous, predominantly pelitic, Bajocian sequence in the central part of the Moesian Platform. The great number of analyses made for Bajocian cores and oil field waters almost unfailingly indicates a metamorphism with values between 3.3 and 3.9, theoretically generative for the main hydrocarbon types, especially the paraffinic-naphtenic ones. Stratigraphically, the main productive segments lie in the Uppermost Bajocian, with a possible transition to Lower Bathonian. This stratigraphical sequence might also



comprise a horizon of about 30 m thick, made of gray dolomites, whose metamorphism, mainly surveyed by wells at Negreni, points out good generative capacities.

Roughly speaking, the Moesian Platform Lower Cretaceous undergoes the same petrogenetic reactions as the Upper Jurassic; judging by their present appearance, its deposits lack in capacities, and are, only within certain areas, limited to values up to 3.3. These exceptions occur in the gray microcrystalline limestones of a Valanginian-Hauterivian age, at Optași, Ciurești, Bîrla, Ciolănești. In these cases, the generated hydrocarbons stopped at the heavy or medium (of a naphtenic-aromatic type) oil stages.

Detailed geological, geochemical and palynological studies achieved in the "Black Shales" of the East Carpathians Flysch have revealed the source-rock character of the upper part of the sphero-sideritic complex and of the shaly, Barremian-Lower Albian complex in this formation (Balteș et al., in press).

Cenozoic Source-Rocks

The East Carpathians Flysch. The Doamua Limestones, of a Lutetian age, with a MI of 2.3-3.5, are considered weakly generative for light oil and condense gas, thier productive organic fractions being xylogenous and phytogenenous.

The Upper Lutetian-Priabonian Bisericanî Beds have also proved favourable to hydrocarbon generation, as medium and heavy oil; their MI varies between 3.4-4, while the productive fractions are phytoplanktogenous, sporogenous and amorphogenous. Quite an identical organic facies has been located in the clays in the upper part of the Podu Secu Beds within the Tarcău Facies area.

As far as they could be located by wells, the Lower Dysodilic Shales show a moderate metamorphism (2-3), seldom strong (3.5-4); this aspect practically draws them out of the classical "mother"-rock categories, all the more that the most "productive" microvegetal categories are sporadically present in these deposits. The series is possibly heavy oil-, dry gas- and CO₂- productive.

The "bituminous white marls" sequences crossed in all the Tarcău Unit facies both in outcrops and by drillings display, according to their organic matter metamorphism, no unusual oil potential; the median value of 3.5 restricts it just to the possibility of generating heavy oil and eventually thermic derived methane or CO₂. The constitutive fractions are phytoplanktogenous, sporogenous and amorphogenous.

Within the Fusaru Sandstone, Pucioasa Beds or Kliwa Sandstone, including the Podu Morii Beds, complexes in various pelitic sequences of a Rupelian and Chattian age, there have been recorded metamorphic values (3.3-3.9) which indicate a good generation of light oil, wet and condense gas. Judging by the well-known reservoir features of the above-mentioned detrital intercalations, especially the Kliwa Sandstone, they might be said to perform a double function, that of source-rock and that of reservoir-rock, although, as further seen, the oil accumulated in their reservoirs is partly derived from younger Oligocene formations.



"The upper dysodilic shales", of an Upper Ruppelian-Chattian age, represent a hydrocarbon-generating segment both all over the outher flysch and in the "windows". Attention should be drawn over the fact that within this succession not all the deposit stock displays the features of a light oil and wet gas mother-rock.

The Neogene Molasse. The lower evaporitic horizon of the Lower Burdigalian black sandy clays in the palyno-stratigraphic separation scheme, extending between the Oligocene "upper dysodilic shales" and the Helvetian "lower detritogenous horizon" generally displayed a metamorphism susceptible of oil-generation (3.3-3.6), mainly in the shape of its paraffinous terms. These remarks are substantiated by a metamorphism almost identical to that of the Lower Burdigalian organic remains located in the Helvetian oil field waters from the Hintești-Slătioarele, Mălăiești, Răzvad, Gura Ocnitei, Teiș, Ochiuri structures, obviously contrasting with the weak metamorphism of the reservoir Helvetian material.

The above-mentioned aspect becomes even more interesting if the already discussed stratigraphical segment is considered to include not only gypsum, but, frequently, salt too.

Weak generative capacities are to be witnessed in the sporogenous and phytoplanktogenous material from the Upper Helvetian "Gray Horizon"; most drillings investigating it (Brădești, Boldești, Podeni, especially the Vilcele structure) indicated MI values between 2.9 and 3.6.

The Upper Badenian pelitic deposits have insofar proved to own, in numberless palynologically research spots, a high metamorphic degree, favourable to light oil and wet gas generation. Like in the Moesian Platform, to which it is strikingly similar from this point of view, the Badenian sequences, equivalent as a whole to the "Radiolaria Shales" and to the "Spiralis Marls", almost invariably show an organic metamorphism of 3.4-3.8.

The Sarmatian and Pliocene deposits all over the Foredeep and Foreland are at present the object of intense detailed research, meant to estimate their oil potential. Out of up-to-now collected data, there have been found no values for the organic metamorphism which might assign optimal oil generating features to these deposits. In the contact area between the Foredeep and the Moesian Platform, both in the west (Bibesti-Bulbuceni) and in the east (Strimbu), the Bessarabian pelites, lying under 2500 m, have a positive oil potential.

Certain Lower Dacian kerogenes are worth noticing for their peculiarities in the coaly pelitic levels crossed by drillings at Grăjdana, Bucov, Finta and Spineni, with a 60% content of unicellular fresh-water algae of the Botryococcus type, followed by an extremely rich xylogenuous material. These assemblages are the only ones in the Pliocene series investigated up to the present, with a MI capable of hydrocarbon generation, raising new problems with respect to the nature of the latter.

In the Pannonian Depression, differently influenced by the higher thermicity of its crystalline or igneous basement, hydrocarbons do not seem to have benefited from the best generating conditions, all the more that the susceptibly generative pelitic formations are young (Pontian) and



buried down to about 2800 m. At about the same depth, some older (Sarmatian) deposits have proved to be devoid of any oil potential.

It is consequently estimated that within this unit, small oil amounts and larger gas ones could be generated between 2200-2800 m, in those areas where the rocks cover the basement or lie very close to it. The farther the Mio-Pliocene sedimentation gets from the crystalline basement, the lesser the hydrocarbon generation possibility is, requiring either a deeper burial, i.e. a higher thermicity, or a longer diagenesis period.

In the Transylvanian Depression, the deposits most liable to hydrocarbon generation belong to the Badenian and Sarmatian, both stages displaying a practically identical pelitic lithofacies. The Sarmatian potential is minor for both oil and gas, since the temporal evolution of the source-rocks is restricted to thin sequences. This does not leave out the possibility for hydrocarbons, mainly gas, to lie in generating sequences below 3000 m, a depth which has not been investigated yet.

REFERENCES

- Anton S. (1973) Condiții de genază a hidrocarburilor din Pliocenul Subcarpatic al Munteniei. *Petrol și Gaze*, 24, 9, p. 543–549, București.
- Balteș N. (1973) Considerații asupra relațiilor dintre gradul de metamorfism al materialului palinologic din apele primare de zăcămint și potențialul petroligen al stratului purtător. *Petrol și Gaze*, 24, 12, p. 727–730, București.
- (1976) Contribuții și noi aspecte ale cercetării palinologice din România cu privire la acumularea, migrația și formarea petrolului. *Mine, Petrol și Gaze*, 27, 11–12, p. 552–556, București.
- (1978) Contribuții palinologice privind geneza hidrocarburilor și unele roci-sursă din România. *Mine, Petrol și Gaze*, 29, 1978, 10, p. 476–485, București.
- Eisma E., Jurg J. (1967) Fundamental aspects of the diagenesis of organic matter and the formation of hydrocarbons. *7th World Petr. Congr., Proc.*, 2, p. 61–67, Mexico City.
- Landes K. (1967) Eometamorphism and oil and gas in time and space. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.*, 51, 6, p. 828–841.
- Phillipi G. (1965) On the depth, time and mechanism of petroleum generation. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 29, p. 1021–1069.
- * * * (1975) Symposium on thermal maturation of organic materials as related to hydrocarbon generation and migration. *8th Meeting AM. Ass. Stratigr. Palynol.*, Houston, U.S.A.



SOME NEW PETROLEUM GEOLOGICAL RESULTS OBTAINED BY HYDROCARBON EXPLORATION WELLS DRILLED IN THE HUNGARIAN REGION OF THE PANNONIAN BASIN¹

BY

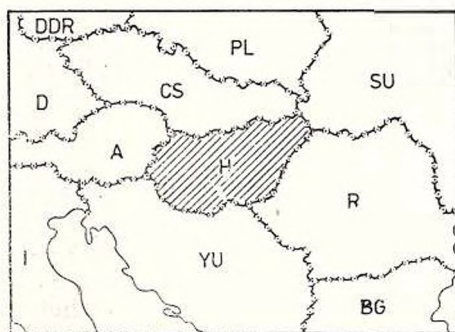
I. BÉRCZI², V. DANK², J. KÖKAI², A. SOMFAI²

The results of hydrocarbon exploration wells in ever increasing number reaching considerable depths and those of seismic surveys have given new vast geologic information material during the past three decades.

The lay-out map of the area discussed here is shown in Figure 1. The stratigraphic nomenclature applied here is, as follows: Miocene is between 24—5 m.y. from now, Pannonian is between 12—2.5 m.y. from now, Pliocene is between 5—2.4 m.y. from now.

The geological model of the Pannonian Basin has been modified many times and the geological and geophysical examinations have equally stated its peculiar character differing from the surroundings. Today's pic-

Fig. 1. - Lay-out map of the area discussed.



ture has been formed about 10 years ago to which, in the Pannonian basement, the late Paleozoic to Lower Cretaceous (mostly sedimentary) and the early Paleozoic (crystalline) formations are of zonal and/or belt-like arrangement; they overthrust onto one another along the main tectonic

¹ Paper presented at the 12th Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association, September 8—13, 1981, Bucharest, Romania.

² Budapest — Hungary



lines. This belt-like folded overthrust structure developed continuously during the time between the Austrian and the Save phases of the Alpine orogenesis and produced a consolidated basement complex for the younger sediment mass (Dank, 1963; Dank, Bodzay, 1971) (Fig. 2).

The big post-Cretaceous erosion period and the strong crustal movements formed further the area. The flysch area has been continued in the Eocene, east of the Danube, while the epicontinental facies has been characteristic of the region of the Hungarian and Transdanubian Middle Mountains. Owing to the big erosion period triggered off by the Save orogenic phase at the end of the Oligocene, the Paleogene formations are to be found in the northern area of the country, either west of the Danube or east of it (Fig. 3).

In the Miocene, a multi-stage subsidence took place, the basement complex caved in along fault systems parallel and perpendicular to the basement zones. The reason of this phenomenon is explained by some authors (Szédeczy, 1968; Szénás, 1969; Stegena, 1967) saying that the crust became thin because of the magma flow of the upper mantle in this area. The partly clastic, partly calcareous Miocene sediments are generally widespread in the country being as thick as 3000 m in some places. Miocene volcanic rocks with a thickness of 1000 to 1500 m are known in the region between the Danube and the Tisza rivers and in the Nyírség (NE Hungary) (Fig. 4).

At the time of the sedimentation of the Pannonian formations, the subsidence of the basement becomes more intensive, thick sediment complexes were deposited in the NW, SW, E and SE parts of the country (Fig. 5). These were then the most mobile areas. (In the region of Hódmezővásárhely — SE Hungary — drilling stopped at 5840 m in the Neogene.)

The tectonics and sedimentary structures of these thick loose sediments are determined by the vertical movements of the basement and by compaction.

The framework of our theoretical investigation and, in connection with it, the judgement of petroleum exploration perspectives are determined by the following perceptions (Dank, Kókai, 1969; Dank, 1969; Dank, 1971).

— Hungary's hydrocarbon reservoirs known today developed following the Alpine orogenesis. The hydrocarbon reservoirs had accumulated during the early Paleozoic and were mobilized under the influence of the Alpine orogenesis; new reservoirs might have formed or destroyed.

— The early Paleozoic source-rocks metamorphosed during the Variscan orogenesis have lost their original hydrocarbon content but, in case of fractured nature, they might become good reservoirs.

— The late Paleozoic and Mesozoic source-rocks discharged a part of their hydrocarbon content before the Alpine orogenesis. The amount of hydrocarbon they might have given by having sunk into their recent depth should be investigated.

— In our present knowledges, the hydrocarbon fluids of recently known reservoirs originate chiefly in Neogene, partly Mesozoic formations.

As a result of the rapid sedimentation and subsidence, pressure and temperature anomalies have developed in the basin regions of the country



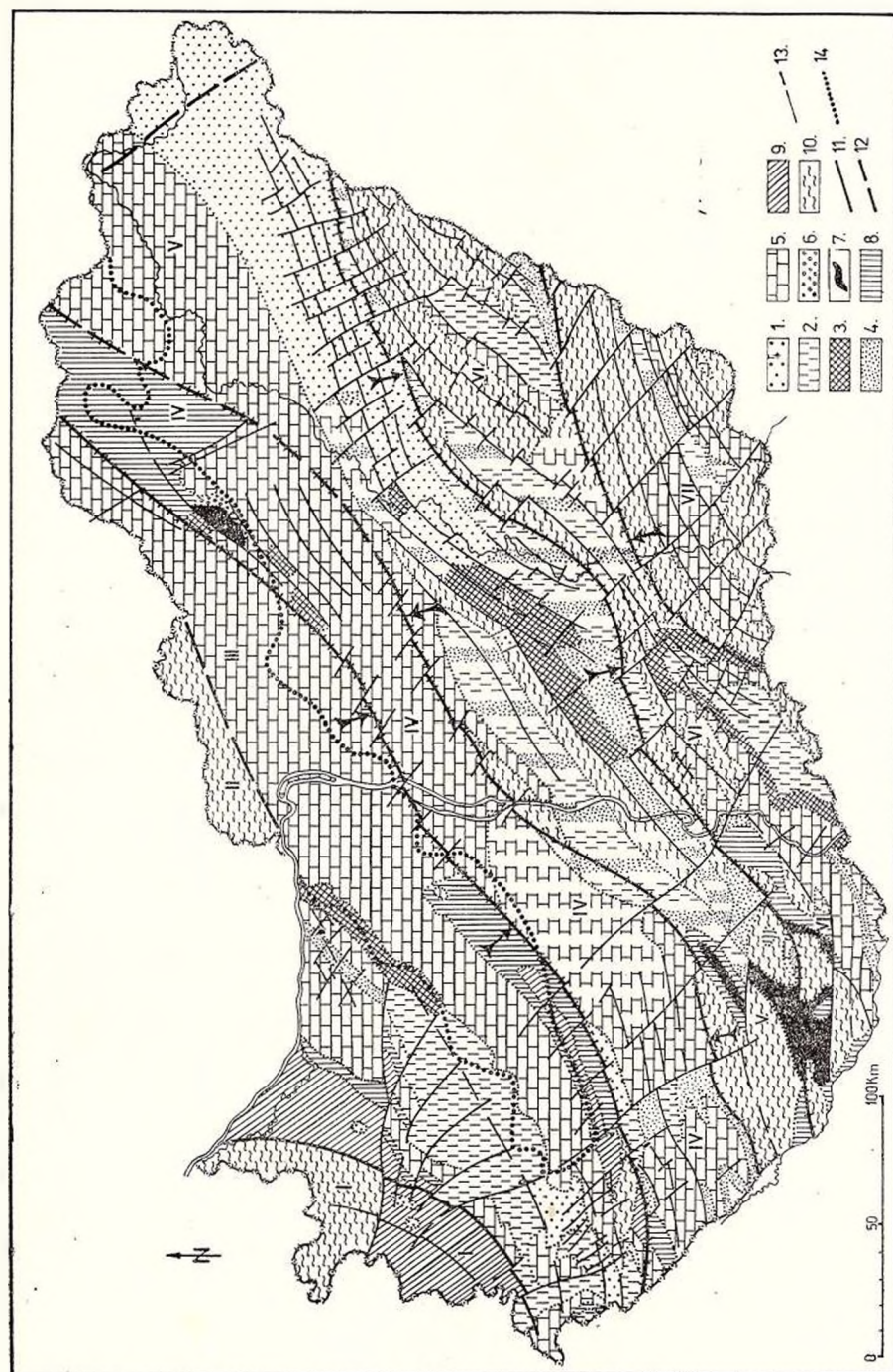


Fig. 2. — Tectonic sketch-map of the Tertiary basement complex of Hungary (modified after Bardócz B., Kovács G., Kurucz B., Somfai A., Hajdu D., B. Völgyi L., 1979).

I, Kőszeg-Mihályi zone; II, Diósjenő-Salgótarján zone; III, Middle-Mountains zone; IV, Igal-Bükk zone; V, Mecsek-Central Plain zone; VI, Villány-Bihar zone; VII, Szeged-Békes zone. 1, Cr_2 -Pg; 2, Cr_2 ; 3, Cr_1 ; 4, Ξ ; 5, T_{1-3} ; 6, P; 7, G; 8, D; 9, S; 10, P; 11, first order tectonic lines; 12 second order tectonic lines; 13, third order tectonic lines; 14 outcrops (by the H. Geol. Inst.).

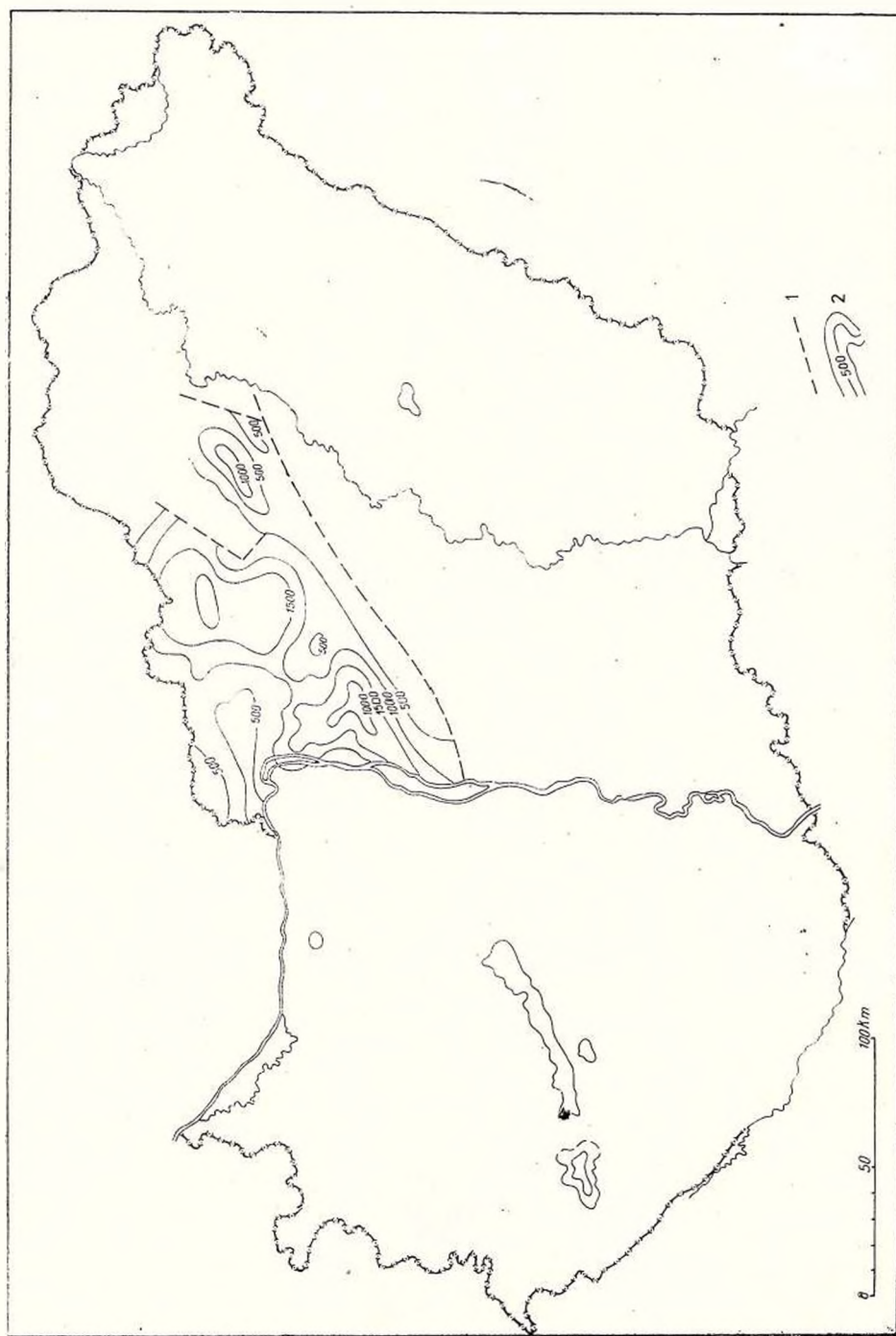


Fig. 3. — Isopach map of the Paleogene sediments (modified after Csiky, G., Kóhári A., 1971).
1, boundaries of subsurface Paleogene sediments; 2, isopach contours of the Paleogene.

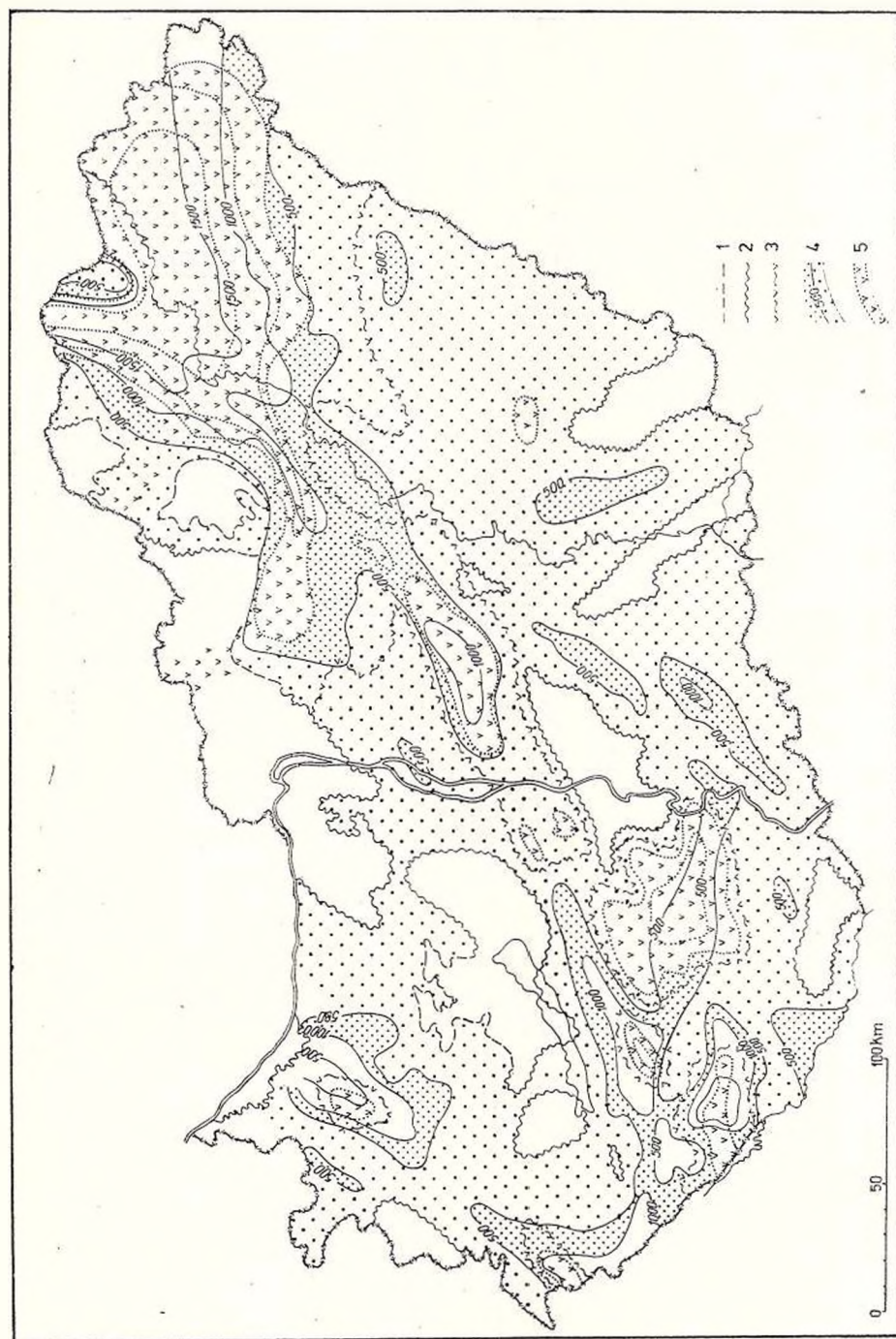


Fig. 4. — Isopach map of the Miocene sediments (modified after Körösi L.).

1, pre-Miocene outcrops; 2, pinch out of the Miocene; 3, area of Miocene volcanic activity; 4, isopach contours of the Miocene; 5, areas with Miocene volcanic rocks of considerable thickness.

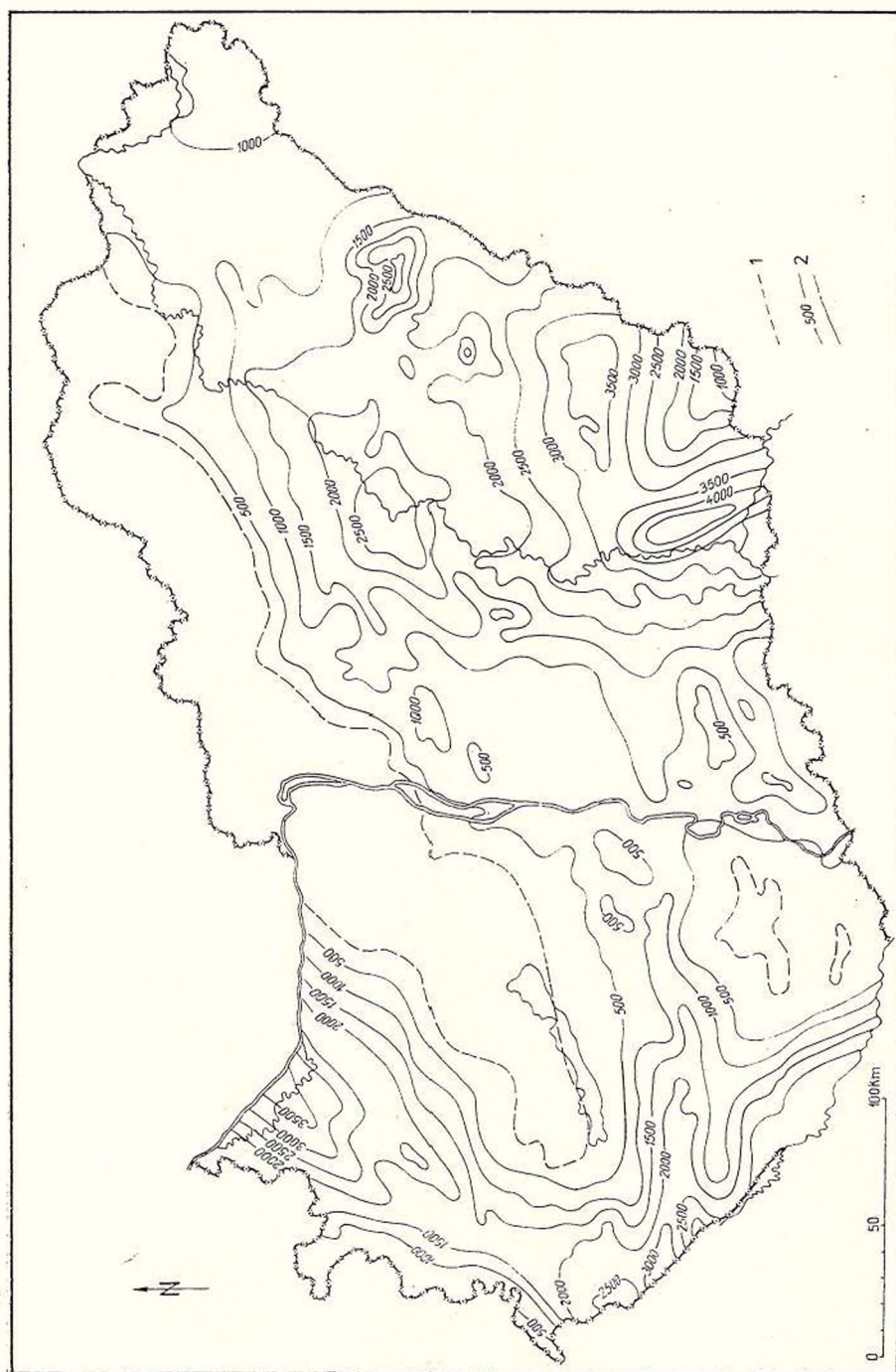


Fig. 5. — Isopach map of the Pliocene + Pannonian sediments (modified after Körössi L.).
1, boundaries of pre-Pannonian outcrops; 2, isopach contours of the Pannonian sediments.

creating conditions favourable for the generation of hydrocarbons (Dank, 1973).

The anomalous temperature distribution is illustrated by the case of the country distinct east of the Danube, where the deepest depressions have been found. The average geothermic gradient, that can be determined from 1400 temperature data coming from 86 exploration areas, amounts to $5.5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ and the reciprocal gradient is $18\text{ m}/1^{\circ}\text{C}$.

The general geothermic heat-surplus of the Pannonian Basin can be deducted from the thermal disturbances arising at the Pannonian and Miocene boundary. The tectonic cause of this may be upper mantle processes giving rise to basin subsidence; volcanic activity during the Tertiary; the thick sediment complex as a characteristic heat screen; convective heat transfer activity of thermal water flowing upwards from big depths; heat output of radioactive origin. Examining the gradient values as a function of depth (Fig. 6), a general tendency of nearly exponential reduction of gradient values towards the big depths can be observed.

The consequence of the peculiar geothermic conditions of the Hungarian Basin is that the main hydrocarbon generating zones are $0.6 - 2.5\text{ km}$ higher position as compared to world's average.

The geologic interpretation of geochemical analyses performed primarily on Neogene rocks recovered from boreholes in the SE part of the country allowed to distinguish the main hydrocarbon generation and emigration zones (Konecz, 1977, 1979).

The oil and wet gas zone extends from 2.5 to 4.5 km within which the main zone of oil generation is between 2.5 and 3.0 km . The second generation zone is that of the dry gas from 4.5 km presumably up to $7 - 8\text{ km}$. In some depression areas, the upper part of this second generation zone is capable to form oil down to about 5000 m with a second emigration zone below it (Horváth, personal communication). The first one can be detected at a depth of about 3000 m as evidenced by the decrease of the bitumoid content in the dispersed organic matter and by the increase in the proportion of the more ordered illite variants at the expense of the expanding type minerals in the clay mineral spectra (Fig. 7) (Bérczi, Viczián, 1973, 1975).

It was the rapid Neogene sedimentation which assured adequate conditions for trapping the emigrated hydrocarbons. The fractured upper part of the Tertiary basement complex, the overlying Miocene to Lower Pannonian coarse-grained basal conglomerates (forming predominantly mass type reservoirs) and the 500 to 6000 m thick lacustrine-deltaic-fluviatile Pannonian series with alternating sandstone-siltstone, argillaceous clay beds (having stratiform reservoirs of various screening) are the principal reservoir rocks (Dank, Dóczy, Mucsi, 1967; Bérczi, 1970, 1973; Mucsi, Révész, 1975; Magyar, Révész, 1976; Somfai, Völgyi, in press).

The rapid sedimentation, the anomalous temperature distribution and the interaction of the formation fluid contents of the reservoir rocks resulted in an anomalous pressure distribution within the Neogene sediment complex where three pressure zones can be distinguished:

- the hydrostatic pressure is characteristic of the fluids of the Upper Pannonian and younger sediments;



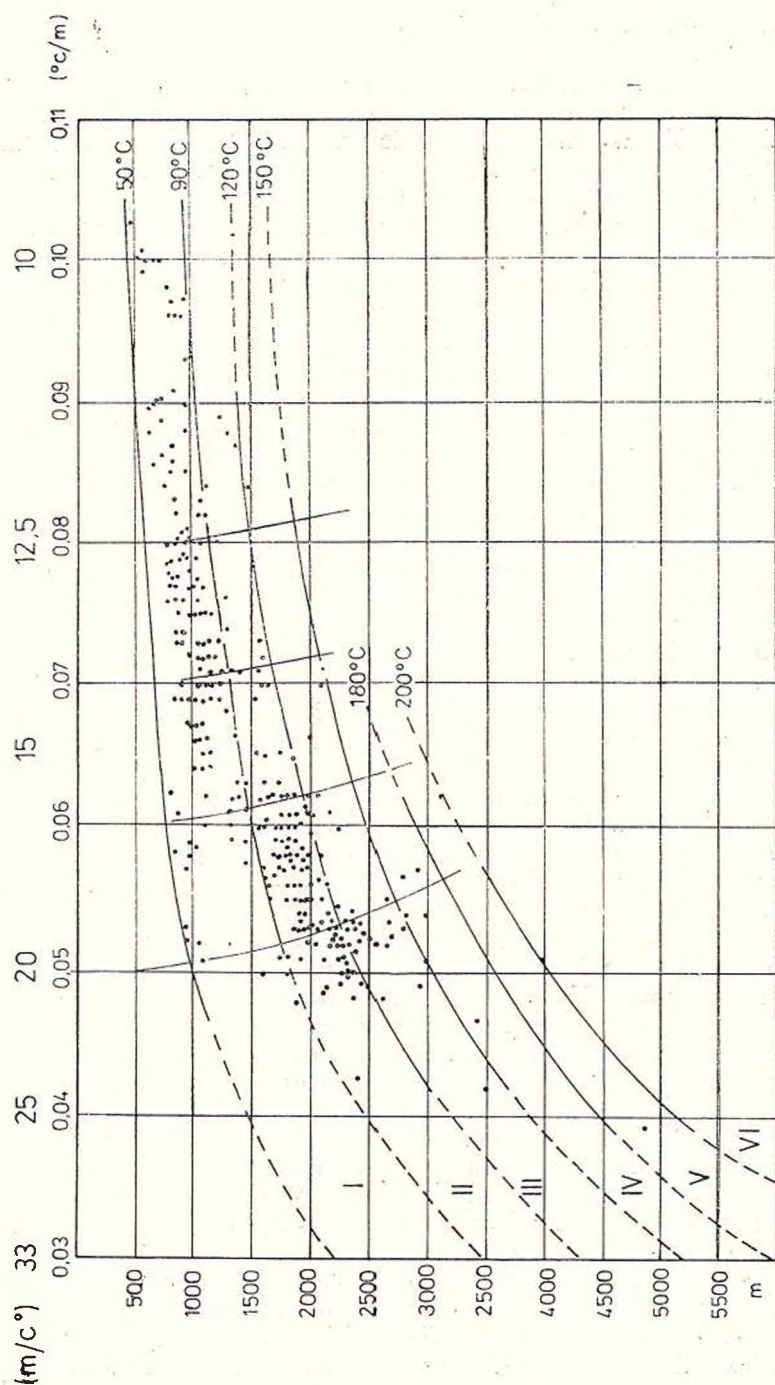


Fig. 6. — Geothermal depth-step and generation zones (after Völgyi L., 1977).

I, oil and gas; II, light oil and gas; III, mainly gas; IV, ceasing of oil; V, gas only; VI carbon dioxide and hydrogen sulfide.

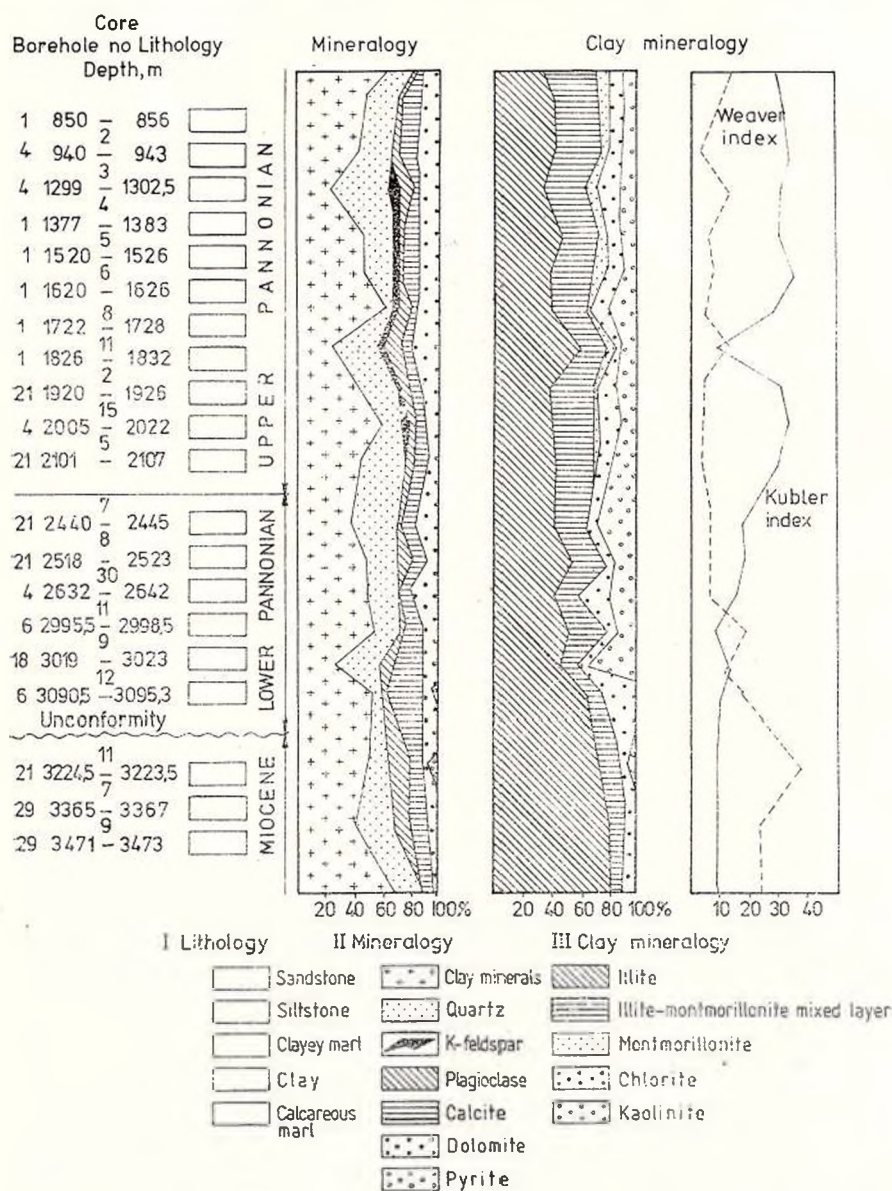


Fig. 7. — Generalized lithological and mineralogical column of Algyő (SE-Hungary).

— the gradient change of the Lower Pannonian sandstone sequence, the pressure of which is higher than the hydrostatic one (upper overpressured zone), is characterized by gradualness;

— the zone underlying the Lower Pannonian calcareous marl (lower overpressured zone), which is characterized by the abrupt pressure gradient change and a relatively high pressure value approaching, in some



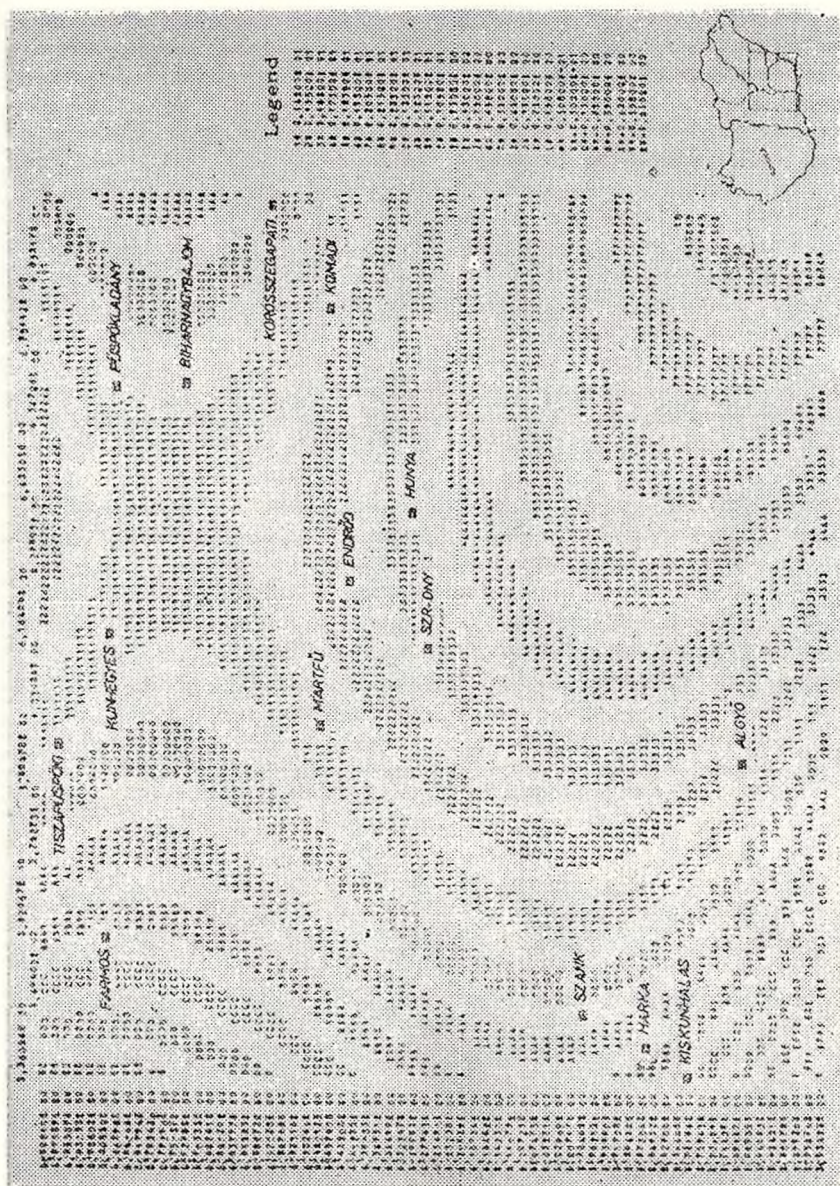


Fig. 8. — Pressure gradient trend-surface.

Interval boundaries: minimum $X = 3,53422$ E 00, maximum $X = 4,96026$ E 00; minimum $Y = 5,36056$ E 00; maximum $Y = 6,91923$ E 00; Y = horizontal scale; X = vertical scale; unit of horizontal scale = 1,34026 E - 02; unit of contour scale = 5,00000 E = 02; reference contour = 1,35000 E 00.

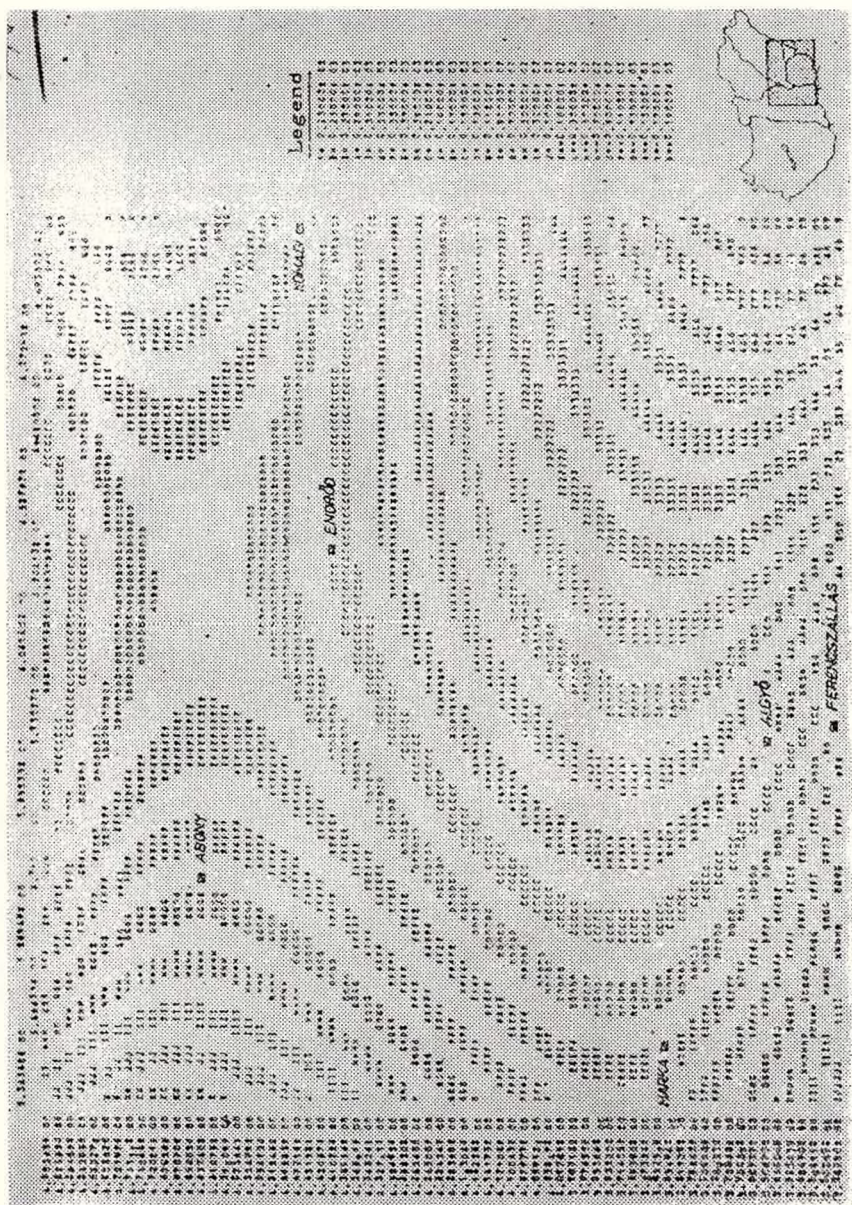


Fig. 9. - Temperature trend-surface.

Interval boundaries : minimum $X = 3,54260$ E 00 ; maximum $X = 4,88030$ E 00 ; minimum $Y = 5,34340$ E 00 ; maximum $Y = 6,81880$ E 00 ; $Y =$ horizontal scale ; $X =$ vertical scale ; unit of horizontal scale = 1,22933 E - 02 ; unit of contour scale = 1,00000 E - 1,0 ; reference contour = 2,10000 E - 2,0.

places, even the geostatic pressure in the Precambrian and Mesozoic fractured rocks and Miocene to Lower Pannonian basal conglomerates.

In the upper overpressured zone, it is the vertical compression that has an influence on the evolution of the pressure and the general trend of the pressure increase.

In the lower overpressured zone, the most important factor for the evolution of overpressure is the temperature.

The examination of this zone has been carried out by three dimensional trend analysis.

Based upon the pressure gradient and temperature trend maps, it can be stated that the (actual) trend surface of the temperature values is almost identical to the pressure gradient trend. The two maps cover each other almost perfectly referring to the fact that it is primarily the temperature that plays a decisive role in developing the anomalous pressure conditions of the zone below the calcareous marl (Figs. 8, 9).

Conclusions. The Hungarian part of the Carpathian Basin, in the last stage of its development, i.e. from the beginning of the Neogene, the tectonical, sedimentation pressure and temperature conditions are favourable for hydrocarbon generation and trapping. In the sediment complexes of the depressions reaching 6 000 — 8 000 m in some places, two hydrocarbon generation and emigration zones can be detected.

All this form good conditions for further exploration activity including the prospecting of deep zones, too.

The reservoirs of sandstone and siltstone nature found in considerable proportion at the higher horizons of the Neogene complex, the pelitic cap rocks to be traced in regional dimensions, the fractured nature of the pre-Tertiary basement complex, and the impermeable calcareous marl overlying it create favourable conditions for developing oil and gas deposits at different depth intervals.

REFERENCES

- Bérczi, I. (1970) Sedimentological investigation of the coarse-grained clastic sequence of the Algyő hydrocarbon-bearing structure. *Acta Geol. Hung.* 14.
- (1972) Sedimentological investigation of pre-Pannonian sedimentary formations in the Szeged-Basin, SE-Hungary. *Acta Geol. Hung.* 16.
- Viczián, I. (1973) Sedimentological investigations in the Neogene beds of the southern part of the Great Hungarian Plain, *Bull. Hung., Geol., Soc.*, V. 103.
- Viczián I., (1975), Clay mineral composition of a clastic sequence from SE Hungary *Proc. of the 10 th Congress of the Carp.-Balk. Geol. Assoc. Section II, Sedimentology*, Bratislava.
- Kókai, J. (1976) Hydrogeological observations in some oil-fields in SE Hungary. *Proc. of the UNESCO Conference "Hydrogeology of Great Sedimentary Basins"*, Budapest.
- Dank V. (1963) Subsurface geology of the Southern Great Hungarian Plain as shown by oil drilling. *Ann. Univ. Sci. Budapestiensis de R. Eötvös nom. Sectio Geol.* II.
- (1969) Oil and Gas in Hungary. *Guide to Excurs., IX. Carp.-Balk. Geol. Congr.*, Budapest.



- Dank V. (1971) Hydrocarbon prospecting and Geochemistry. MTA.
- (1973) Genetik, Migration und Anhäufung von Kohlenwasserstoffen im Pannonischen Becken. *MTA IXth. Congr. Carp.-Balk. Geol. Assoc.*, IV.
 - Dóczy A., Mucsi M. (1967) Sedimentsbildung der Grossen Tiefebene. *Acta Geogr. Szeged.*, VII. Fasc. 1-6.
 - Kókai J. (1969) Oil and Gas Exploration in Hungary. Reprinted. The Exploration for petroleum in Europe and North Africa. *The Institute of Petroleum*. Great Britain.
 - Bodzay, I. (1971). Geohistorical background of the potential hydrocarbon reserves in Hungary. *Acta Miner.-Petr.* XX. Budapest.
- Koncz I. (1977) Kerogen thermal decomposition reactions: Simulation of kinetics by measurements of katagenetic factor. *8th Intern. Congr., Organic Geochemistry, Abstracts of reports*. 1, 114, Moscow.
- Bérczi I. (1970) Sedimentological investigation of the coarse-grained clastic sequence of the Algyő hydrocarbon-bearing structure. *Acta Geol. Hung.* 14.
- (1972) Sedimentological investigation of pre-Pannonian sedimentary formations in the Szeged-Basin, SE-Hungary. *Acta Geol. Hung.* 16.
 - Viczián I. (1973) Sedimentological investigations in the Neogene beds of the southern part of the Great Hungarian Plain. *Bull. Hung. Geol. Soc.* V. 103.
 - Viczián I. (1975) Clay mineral composition of clastic sequence from SE-Hungary. *Proc. of the 10th Congress of the Carp.-Balk. Geol. Assoc. Section II, Sedimentology*. Bratislava.
 - Kókai J. (1976) Hydrogeological observations in some oil-fields in SE Hungary. *Proc. of the UNESCO Conference "Hydrogeology of Great Sedimentary Basins"*, Budapest.
 - (1977). Application of results of pyrolysis analyses to explore the processes of hydrocarbon genesis in Neogene rocks. *Oil and Gas*, V, 103.
- Magyar L., Révész, I. (1976) Data on the classification of Pannonian sediments of Algyő area. *Acta Miner.-Petr.*, XXII, Szeged.
- Mucsi M., Révész I. (1975) Neogene evolution of the southeastern part of the Great Hungarian Plain on the basis of sedimentological investigations. *Miner. Petr.*, Szeged.
- Stegen L. (1967) On the formation of the Hungarian basin (in Hung.). *Földt. Közl.*, 97, 278-285.
- Szádeczky K. E. (1968) A Föld szerkezete és fejlődése (Evolution and structure of Earth.) Budapest.
- Szénás Gy. (1969). The Evolution and Structure of the Carpathian Basin. *Spec. pap. Hung. R. E. Geophys. Inst. 9th Sess. C.B.A.*, Budapest.
- Somfai A. (1976) Pressure Conditions and Reasons of Pressure-Value Formation of the Fluids in Hydrocarbon Reservoirs in the Great Hungarian Plain Within the Carpathian Basin. *Theses for C. Sc. in Hung.*
- Völgyi I. (in press) Lithostratigraphic units of the Pannonian in the Great Hungarian Plain.
- Völgyi L. (1977) The role of geothermal conditions and hydrocarbon prognostics (in Hungarian). *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 21. 143-167.





THE LOWER AND MIDDLE JURASSIC DEPOSITS — A NEW OIL AND GAS PERSPECTIVE OBJECT IN THE SOUTHERN PART OF THE MOESIAN PLATFORM (NORTH BULGARIA)¹

BY

PETER BOKOV², IVAN MONAHOV²

The industrial presence of oil and gas in the southern part of the Moesian Platform (North Bulgaria) has been so far related to the carbonate sediments of the Middle Triassic and the Valanginian. In the last few years, due to intensive geological prospecting works, new oil and gas occurrences have been discovered also in the Lower Jurassic sediments. The new deposits are located in the central part of the Bulgarian sector of the Moesian Platform — west of the town of Plevna and directly north of Kneza (Fig.).

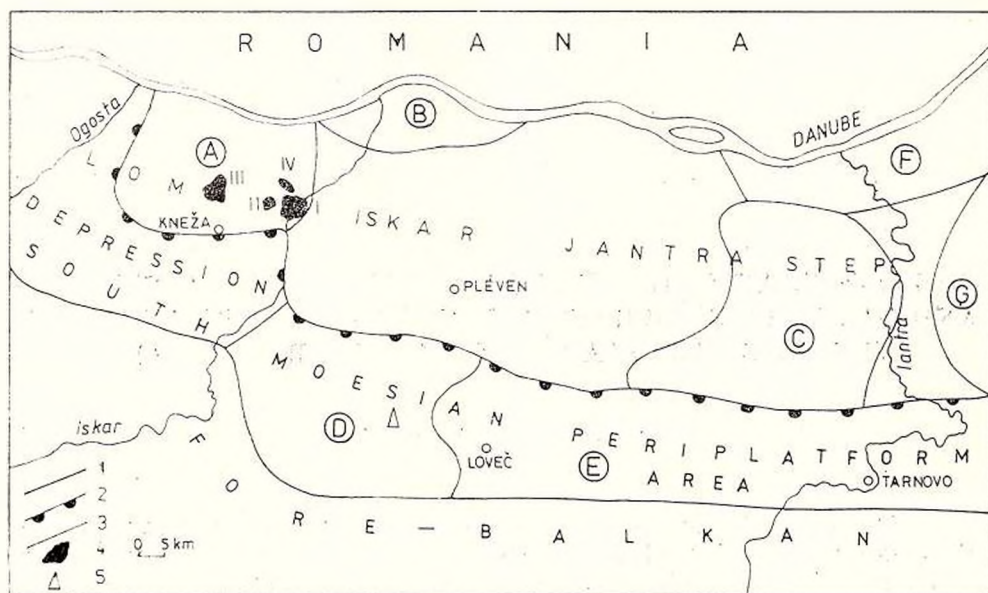
In the central part of the Moesian Platform the Jurassic-Lower Cretaceous structural stage marks a northeastern uplifted segment represented first of all by the Jantra-Iskar monoclinical step which is connected to the east with the North Bulgarian swell and to the west — with the Lom Depression. The drop of altitude of the top of the Valanginian from Jantra to Iskar River is over 1 000 m, the dip being not only to the west but also to southwest. Upon this background the Maslarevo and the Gigen-Korabija uplifts are weakly outlined. The whole southern and southwestern subsided territory is occupied by the South Moesian periplatform area, the western part of which includes the eastern periphery of the Lom Depression. In the latter a higher elevated northeastern block is divided, represented by the North Kneza structural terrace. This second-order tectonic element has been recently outlined as a result of the new seismic and drilling works and their structural interpretation. It is in the southeastern termination of this tectonic structure that new oil and gas pools in the Lower Jurassic are located (Fig.).

In the South Moesian periplatform area, apart from the Lom Depression, the Loveč-Tarnovo monocline and the Lucovit subsidence are divided.

¹ Paper presented at the 12th Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association, September 8–13, 1981, Bucharest, Romania.

² Bulgaria.





Review scheme of the central part of the Moesian Platform in North Bulgaria.

1, boundary between the Moesian Platform and the Fore-Balkan; 2, northern boundary of the South Moesian periplatform area; 3, boundaries between tectonic units; 4, oil and gas deposits (I — Dolen Lukovit, II — Dolen Lukovit — west, III — Bardarski Geran; IV — Gostilja); 5, unindustrial deposit (Beglez); A — North Kneza terrace; B — Gigen-Korabia uplift; C — Maslarevo uplift; D — Lukovit subsidence; E — Loveč-Tarnovo monocline; F — Alexandria Depression; G — North Bulgarian swell.

The regional structural plan of the Lower-Middle Jurassic deposits is studied only in most general lines. Data for a more detailed picture are still lacking. Most commonly the main reliable seismic data are related to the base of the Upper Jurassic carbonates. Less informative is the refracting horizon in the base of the Jurassic, i.e. the Triassic-Jurassic stratigraphic boundary, due to washouts, presence of angular unconformities and of pre-Jurassic buried relief. Some details in this paleorelief are studied more thoroughly only in the confines of the new oil and gas deposits. The lower parts of the Jurassic are to some or other extent influenced by the paleorelief, which is reflected mostly in the morphology of the structural boundaries and in the lithologic and facial composition and from there — in the container properties of the Lower Jurassic rocks. For the time being only in individual regions with larger thickness of the Lower and Middle Jurassic (usually over 200–300 m) seismic data are available for refractive horizons in the section. They are the basis for structural constructions. These structural boundaries are related to the top of the thickest limestone and sandstone beds in the terrigenous-carbonate section of the Lower and Middle Jurassic. Evidently, this structural plan has some not yet well understood features, which are subject of future studies.

According to the present lithostratigraphic subdivision (after Sapunov) the following formations are distinguished in the Lower Jurassic: Baciishte Formation (interbedding of shale, sandstones, siltstones and limestones), Kostino Formation (sandstones), Ozirovo Formation (mainly limestones, marls). The Middle Jurassic is divided into: Etropole Formation (mainly shales, sandstones and siltstones), Esenik Formation (interbedding of silty shale, sandstones and siltstones), Bov Formation (marls and pelitic limestones) and Polatenci Formation (limestones, silty to sandy).

The thickness of the Lower-Middle Jurassic sediments increases in southward direction and ranges up to nearly 1 500 m in the Lucovit subsidence and the southern regions of the Loveč-Tarnovo monocline. In the confines of the North Kneza structural terrace it is 140–300 m, the depth under the surface being 3 000 to 3 350 m. Maximum depth are fixed in the southern regions of the Lom Depression and the Lukovit subsidence — 4 100 — 4 200 m. In the Maslarevo and the Gigen-Korabia uplifts these parameters are — 1 400 m and — 1 800 m, respectively.

The Lower-Middle Jurassic deposits are rich in organic substance, the richest in the Mesozoic section. The geochemical studies of the dispersed organic matter, which is of sapropelic, mixed and humus type, and mostly the data on the katagenic alterations show that oil and gas generating processes took place in these sediments. The presence of accumulations of different scale (up to industrial deposits) witnesses that those processes were to a considerable extent realized. Main generating rocks are marls, shales and pelitic limestones which are abundant in the Lower and particularly in the Middle Jurassic. Eventual influx of hydrocarbons from the underlying Triassic sediments cannot be ruled out in all cases where the latter, due to intensive pre-Jurassic washouts, are represented by Middle and Upper Triassic marls, shales and pelitic limestones.

The data on the katagenetic alterations, combined with the observed occurrences of hydrocarbons of different phase state, show that the southern subsided parts of the Lom Depression, the Lucovit subsidence and the Loveč-Tarnovo monocline are perspective for finding of gas and gas-condensate deposits in the Lower Jurassic sediments. For the rocks of the Middle Jurassic these territories are displaced naturally to the south. The northern territories, which cover the Iskar-Jantra step and the North Kneza structural terrace, are perspective for oil and gas deposits.

As far as the hydrogeological criteria for oil and gas presence are concerned they may be defined as favourable and possibly favourable for hydrocarbon prospecting.

The data available indicate that the main perspective horizon is represented by the sandstones of the Kostino Formation, commonly found in the base of the Lower Jurassic. Their thickness ranges commonly up to 30 m.

The Dolen Lukovit oil and gas deposit (dimensions 5–6 by 4–5 km) is related mainly to the quartz sandstones with clay-carbonate cement of the Kostino Formation, which elevate in the eastern and southeastern direction, and to their lateral screening either by pinching out (southwards) or by lithologic variations (eastwards). Their structural behaviour, however, is closely related to the erosional Triassic surface and its relief forms



which control in the end, though indirectly, both the whole deposit and the phase differentiation of the hydrocarbons in it. Therefore, the trap may be defined as lithologically screened, under paleogeomorphological control. The porosity ranges up to 14%, the limiting value for industrial output being 5–6%. The permeability ranges up to about 100 md. The container rocks are mostly of porous, in places of porous-fissure type. The cover is of pelitic limestones, marls and shales of the Ozirovo Formation. The depth varies from –3 030 m to –3 200 m and the oil and gas level is about 100 m in thickness. The water-oil contact is at a depth of –3 060 m and the oil-gas one – at –3 000 m. The oil is a three-component oil (aromatic-naphtene-methane) with density of 0.830 g/cm³, lower sulphur content (total sulphur below 0.5%) and the amount of the petrol fraction is 33%. West of this deposit a relatively small deposit of structural type has been discovered which occurs in the same sandstones, enveloping an erosional Triassic hill, i.e. the trap is likewise under paleogeomorphological control. The depth under the surface is 3 210 – 3 2030 m and the oil and gas level is 15 – 16 m.

The Bardarski Geran oil and gas deposit is of very complicated structure and its size is about 4 × 3 km. It is related to a number of structural noses, likewise formed upon paleoerosional positive forms of the pre-Jurassic surface. Their lateral screening is determined by worsening of the container properties due to lithologic variations, i.e. the trap may be classified as structural-lithological, under paleogeomorphological control. The depth varies between 3 250 and 3 350 m and the oil and gas level is about 50 m. Different water-oil contact has been established in different oil fields (–3 156 m, –3 165 m, –3 180 m), related to the regional uplift of the productive sandstones of the Kostino Formation and the origination of local accumulations, isolated by lithological variations. The density of the aromatic-naphtene-methane oil is 0.820 – 0.842 g/cm³ and the gas phase is of relatively low content of heavy hydrocarbons. The container properties are lower as compared to Dolen Lukovit and the cover is analogous.

North of Dolen Lukovit a new deposit in the sandstones of the Kostino Formation (Gostilja) is in process of prospecting. The deposit is of the type of the lithologically screened deposits.

It should be noted that apart from the above-described deposits three container formations occur in the southwestern end of the North Kneza structural terrace within the Lower Jurassic sandstones (Kostino Formation) which are of interest for industrial deposits. Such are the lense-like sandstones of small thickness which alternate with shale and occur in the base of the Lower Jurassic (Bacishte Formation) and particularly in the upper part of the mainly biotrital and crinoidal limestone of the Ozirovo Formation, and the quartz sandstones of the Etropole Formation in the Middle Jurassic (Lopjanski sandstones). The container rocks in the limestones of the Ozirovo Formation are of fissure-porous and fissure type, gas and oil indications being found in them, while the sandstones of the Etropole Formation are of porous and porous-fissure type with noted gas occurrences. However, the zones of optimum combination of the individual criteria for oil and gas presence in these interesting regions are still not accurately outlined.



It should be pointed out that the considerable postsedimentary alterations and more precisely the quartzitization have unfavourable influence on the capacity of all sandstone containers in the southern, most subsided regions (depth over 3 700—3 800 m). Quartzitization is widespread in large areas of the South Moesian periplatform region. The northeastern-most parts of Central North Bulgaria are characterized by a reduction of the Lower-Middle Jurassic section, commonly remaining only Middle Jurassic sediments of lower thickness (below 70—80 m). In them favourable container rocks and screens are lacking, which naturally excludes almost totally industrial oil and gas presence. These data enable to state that the main perspective zones are related to the North Kneza structural terrace and the regions directly adjacent to it, to the southern parts of the Jantra-Iskar step and the northern parts of the South Moesian periplatform area. The accurate contours of individual perspective areas, however, are subject of additional special studies.

Apart from the above-discussed central part of the Moesian Platform, Lower-Middle Jurassic deposits occur also in the southern regions of the eastern and the western part of the platform. Worth mentioning is the relatively large thickness (about 500 m) in the southwestern subsided parts of the Popovo uplift in the North Bulgarian Swell. Of certain interest are also the newly found in the Provadia syncline (the South Moesian periplatform area) strongly calcareous, fine- and medium-grained sandstones, saturated with heavy oil (Sultan area). However, no industrial output has been obtained from them. The neighbouring areas are in process of prospecting which will contribute both in respect of search of traps and of the study of the regional features of the distribution of container horizons.

In the west, Lower-Middle Jurassic deposits over 500 m in thickness occur in the southern parts of the Lom Depression. Weak gas indications have been found in individual areas but the questions on the accurate structural environment and the features of distribution of container rocks are still not studied. These questions are urgent subject for future studies, particularly as far as the southern and western regions of the Lom Depression are concerned where drilling data for the characterization of the sediments in question are still lacking.

In conclusion it may be pointed out that the oil and gas potential of the Lower-Middle Jurassic rocks in the Moesian Platform is constantly increasing and without any doubt their complex study is a very important task in view of a wider development of the prospecting works.



RELATION OF HYDROCARBON DEPOSITS TO THE DEEP STRUCTURE OF THE PANNONIAN BASIN ¹

BY

FRANTIŠEK ČECH ²

The Pannonian Basin is girdled by the orogenic belt of the folded Eastern Alps, Carpathians and Dinarides, the structures of which do not continue inside the basin and emphasize its autonomy mainly during the neotectonic epoch of the development. Both geological and geophysical knowledge prove the pre-Cenozoic block structure of the basin basement which appears mostly discordant to the block structure within the sedimentary basin filling of Neogene age. The distribution of deposits of oil and natural gas are influenced by this structure. Considerable significance for the generation of these deposits is ascribed to tectonic reconstruction of Neogene age caused by deep-seated processes.

Geophysical Knowledge of the Deep Structure

A pronounced positive gravitational field characterized the Pannonian Basin extending into the inner units of the orogenic girdle around the basin. The gravitational field correlates well with seismologically proved crust attenuated over the upper mantle diapir in the area (Stegenga et al., 1975). From the basinal margin towards the orogenic girdle, crustal thicknesses become doubled. The contact between the thick and thin crust is of tectonic nature and, in the Carpathian Arc, it runs along the Peripieninic lineament. Similarly, at the eastern margin of the Eastern Alps, a jump in crustal thickness has been stated from 63 km in Central Tauern Mts to 30 km in the Semmering area (Arik, Gutdeutsch, 1975). The crustal contact in the Alpine-Carpathian girdle is seismically active whereas the Pannonian Basin is considered to represent an aseismic unit (Schneider, 1978).

P-wave velocities reveal decrease of upper mantle velocities by 0.5 km s⁻¹ beneath the Pannonian Basin and the South Carpathians when comparing with those beneath West and East Carpathians (Vinnik et

¹ Paper presented at the 12th Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association, September 8–13, 1981, Bucharest, Romania.

² Department of Mineral Deposits, Faculty of Natural Sciences, Comenius University, Žitkova 3.80 100 Bratislava.



al., 1975) in the latter correlating with mantle velocities of the platform foreland. Velocity data point to block structure of the upper mantle around the mantle diapir assigned by us as the Pannonian (mantle) diapir.

The seismotectonic activity along the Peripieninic lineament, which runs in tangential direction to the mantle diapir, is caused by shear movements where the tectonic strain cumulates in the more rigid mantle of low heat-flow values girdling the higher tempered one (Vinnik et al., 1975). The tangential strain relation along marginal shear fault belts towards the mantle diapir resembles relations around other similar deep structures: the Great Basin (Scholz et al., 1971) or the Red Sea (Lowel et al., 1978).

Geophysical data from the Transylvanian and East Slovakian basins, where partial gravimetric anomalies of regional extent and of oval shape were found, may be interpreted in the sense of mantle diapir differentiation into partial elevations. The distribution of deep-seated faults in these basins points to their similar tangential relations around the partial diapir as it is the case with the Peripieninic lineament to the Pannonian diapir. Recent knowledge on the deep structure and on the relation of marginal intra-Carpathian basins led us to assimilate the Danube Basin, the South Slovakian and East Slovakian basins around peripheral partial basins of the proper Pannonian Basin. We suppose similar deep connections to the endogenous development of the Pannonian megastructure also in the case of the Vienna Basin.

Types of Crust and the Deep Structure in the Pannonian Basin Basement

The basement of the Pannonian Basin is assumed to represent a central massif (Bonchey, 1978). Contrary to other central massifs, any sufficient crustal consolidation may be assumed here. It follows from data by Wein (1969), Jantsky (1976) and Mahel' (1978) that the Pannonian crust achieved only insufficient uniformity and pronounced substantial inhomogenities occur within the area. Hence, partial mobile depressions developed here during the Mesozoic as well, being situated above slightly consolidated crustal segments of, likely, even oceanic nature: the Mureş Trough and the Igal-Bükk Trough (Mahel', 1978). The small share of granitoids in the basement together with the appearance of tholeiitic and, on the other hand, of alkaline basites as well as elevations alternating with depressions and the repeating mobility of depressions, all this points to the existence of slightly consolidated crust beside belts of more intensively sialitized portions. The mass development of andesite and rhyolite suite in the northern part of the basin during the Neogene may be assumed to reflect increase of continental crustal thickness along a pre-Cenozoic mobile belt situated above suboceanic type of crust. This crustal type occurred mostly also in the basement of South Slovakian basins (Ceci, 1980).

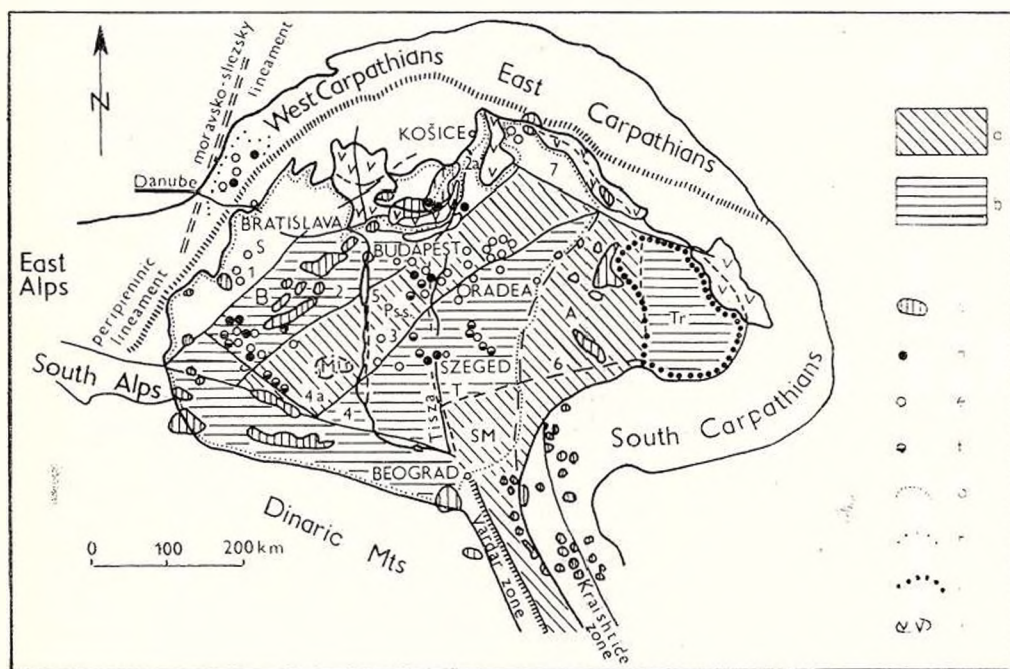
We consider the Pannonian megastructure to represent an unevenly consolidated and heterogeneous crustal segment which constituted originally part of the Paleotethys and where likely, during the Jurassic, relics of oceanic crust still survived. The small amount of basalts does not fit the supposition of Stegena et al. (1975) on extensive deep erosion of



the basaltic crustal layer as the sole process that caused crustal attenuation. We assume that the crust has been of primarily thinner nature as from the Paleozoic and, supposing that single crustal segments became thicker in belts of granitization, the crust became attenuated mainly due to basification imposed by the mantle diapir during the Cenozoic.

Relation of Hydrocarbon Deposits to the Deep Structure

Gas deposits exceeding quantitatively the number of oil deposits are confined to structure in the basement of the Neogene or to porous horizons of the Neogene proper (Kertai, 1968). From the point of view of the deep structure, we may discern hydrocarbon deposits located in peripheral portions of the Pannonian Basin along the Peripieninic lineament and those confined to central areas of the basin. Likewise deposits of the Vienna Basin may be included among accumulations governed by peri-



Fuel deposits of the Pannonian Basin in relation to the block structure.

Deep-seated faults: 1, the Rába; 2, Zagreb — Kules (with the Balaton); 2a, the Darnó; 3, the Szolnok; 4, the Insubric; 4a, the Dráva; 5, the Danube; 6, the Mures; 7, the Szamos fault. Blocks: S — Sopron, B — Balaton, Pss — Paleopannonian s.s., T — Tisza, /PssT — Paleopannonian s. 1., A — Apuseni, SM — Serbo-Macedonian, TR — Transylvanian. a, sialic; b, simatic. Deposits: c, coal (M. Meesek); d, oil; e, gas; f, oil + gas; g, boundary-Pliocene Basin; h, Vienna Basin; i, Transylvanian Basin, j, volcanics.



spherical structures along the Peripieninic lineament together with those within the Sopron block structure. Deposits in the Drava and Sava depressions concentrate along the Insubric line.

The majority of deposits occur in the central part of the basin. The lowest number of deposits is related structurally to the Balaton block east of the Danube Fault. Higher number of deposits concentrates along the foreland of the Balaton block towards the Dinarides. The highest areal concentration characterizes the Paleopannonian block of the Danube Fault namely in the space of the mobile Paleopannonian block s.s. Sites of deposits correlate well with the regions of thinner crust and with the apical parts of the Pannonian diapir. Moreover, the highest thermal flow appears here according to data by Stegena et al. (1975). From the viewpoint of hydrocarbon migration, this area appears as unfavourable when comparing it with the regions of highest accumulation of deposits.

Tectonic lines create favourable conditions for migration by increasing the porosity of the rock mass until they were oriented diagonally or at right angle to supposed E—W yield tensional strain orientation away from the apical parts of the expanding diapir (e.g. the Drava or Szolnok lines). On the other hand, sealing along the Zagreb-Kules and Rába lines during the Pliocene inversion moved migration directions for hydrocarbons into the stabilized Balaton block (where, moreover, negative influences prevailed due to decreasing volcanic activity). The dynamic role of the Peripieninic lineament remains unclear. However, we may assume from the distribution of gas deposits that shear movements and compressive stresses limited the possibility of hydrocarbon migration across the lineament. In the case of the Vienna Basin, the Peripieninic lineament played, probably, even a protective function acting as barrier against strain effects coming from the inner side of the Carpathians. Favourable conditions prevailed mainly to the SW from the Nesvačily-Trnava line (Čech, 1980). This area located outwards from the extent of flysch nappes becomes less influenced by stresses.

Relieved from stresses at its SE half, the Pannonian Basin reveals tectonic conditions favourable for the preservation of hydrocarbon deposits. The presence of old structural blocks unified into the Pannonian megablock imposed partial differentiation on the distribution of deposits into blocks of maximal subsidence during the Pliocene. Therefore an explanation offers that this subsidence caused squeezing out of hydrocarbons to being preserved in traps. From the point of view of the crustal type, the relation is not a dominating one and several deposits concentrate in blocks consolidated in pre-Neogene time, but also in those regenerated during the Neogene (the type of regenerated platforms) or upon slightly consolidated crustal segments. The more advanced consolidation had positive influence in that it prevented the intensity of tectonic shattering.

Hence, it appears that any clear relation exists between the block structure and the distribution of hydrocarbon deposits. There is evident only a correlation caused by paleogeography and tectonic conditions that promoted the concentration of hydrocarbon deposits mainly in blocks or segments of the Pannonian Basin which are devoid of considerable concentration of coal deposits. Existing exceptions are ruled by inversional movements of relative block structure (the Mátra and Bükk Mts).



It is likely that for the distribution of hydrocarbons the main importance from deep-seated phenomena played the development of the Pannonian diapir by its thermal field generated during uprise along contacts of the rigid basement in single sedimentary basins with their filling. Gas deposits concentrate mainly along the flanks of apical portions of the diapir being confined to areas devoid of thinner crust. The shape of the diapir together with heterogeneous crustal block structure modified the distribution of strain within the crust. As possible model one may assume a scheme where the apical portion of the diapir imposes tensional strain transforming into stress along the limbs of the diapir in sites of thicker crust. This phenomenon probably promoted the hydrocarbon migration and the increase of deposit pressure. It may be not excluded even that the different depth of productive horizons, which is less above the diapir and more along the margins, has been imposed by the predominating strain regime of endogenous origin.

Elliptical areas with thinner crust are usually accompanied by elevated thermal flow regime. The latter, besides the supposed tensional strain, may have resulted in areas devoid of hydrocarbon accumulations originated in the axial portion of the Pannonian diapir.

Conclusions

The Pannonian Basin appears, in its marginal structures, as a complex megastructure of fuel deposits. Its basement is built by heterogeneous and primarily attenuated crust segmented by deep-seated faults into single block units. The orientation of these blocks points to the autonomous position of the whole structure in comparison with neighbour orogenic belts surrounding the Pannonian Basin. At the end of the Cenozoic, single blocks became integrated into the Pannonian megablock dissected subsequently along old faults or by N—S stretching faults oriented along the Danube and Tisza rivers.

At the Miocene-Pliocene boundary, besides structural inversion of the area, the velocity of subsidential movements changed in partial basins along the periphery and also in the centre of the basin proper. We assume deep-seated causes of this reorganization in the development of the Pannonian diapir which generated at the participation of asthenospheric mass movement oriented from peripheral portions (considerable and rapid subsidence in marginal partial basins during the Miocene) towards the centre of the Pannonian crustal segment. Hence, a stagnation of movements occurred in the central area. The collapse of Pliocene age following after the discharge of magmatic chambers changed also the distribution pattern of maximal subsidential centres.

Hydrocarbon deposits are devoid of clear correlation with the pre-Neogene block structure. The accumulation of hydrocarbons falls into the period of Pliocene inversion and block reorganization. Hydrocarbon deposits concentrate upon large block units with rapid subsidence rates during the post-inversional period of the Pannonian megablock. Single segments do not respect then the older block structure and acquire the renewed structural pattern imposed mainly by the dynamics of the Pannonian diapir during the Pliocene.



For prognostics, the knowledge deduced from the deep structure is in accordance with negative results of hydrocarbon exploration in intra-Carpathian basins. More perspectives seem to appear in the belt along Peripieninic lineament. The NW continuation of the Szamos line beneath the Levoča flysch basement may deserve attention as well.

REFERENCES

- Aric K., Gutdeutsch R. (1975) First results taken from the East Alpine earthquake station network. *Proc. 14th Gener. Assembly ESC*, Trieste 1974, p. 143–144, Berlin.
- Beránek B. (1979) Použití stransformovaných poli při výzkumu stavby zemské kury. *Problémy současné gravimetrie. Sbor. referátů*, p. 127–132 Brno.
- Bončev E. (1978) Geotectonic position of the Balkanides. *Geol. Balcan.*, 8, 1, p. 23–40, Sofia.
- Cech F. (1980) Relation of coal deposits of the West Carpathians to the deep structure. *Geol. zbor.-Geol. Carp.*, 31, 3, Bratislava.
- Jantsky B. (1976) Geologische Entwicklungsgeschichte des präkambrischen und paleozoischen Untergrundes im pannonischen Becken. *Nova Acta leopol.*, 45, 224, p. 303–334. Halle.
- Kertai Gy. (1968) Geology of the Pannonicum. *Guide to excurs. 42 C, Hungary, Inst. Geol. Congr., 23rd sess., Prague 1968*. Budapest.
- Lowell J. D. et al. (1978) Neftegazonosnost i tektonika plit južnoj casti Krasnogo morja. *Neftegazonosnost' i globalnaja tektonika (ruský překlad)*. Nedra p. 92–111 Moskva.
- Mahel' M. (1978) Geotectonic position of magmatites in the Carpathians, Balkans and Dinarides. *Západné Karpaty, sér. Geológia 4*, p. 173 Bratislava.
- Schneider G. (1978) General characteristics of seismotectonic movements inside the Eurasian continental earthquake belt. *Proc. 14th Gener. Assembly ESC, Trieste 1974*, p. 385–393, Berlin.
- Scholz Ch. H., Barazangi, M., Sbar, M. L. (1971) Late Cenozoic evolution of the Great Basin, Western United States, as an ensialic basin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82, p. 2979–2990, New York.
- Stegena L., Géczy, B., Horváth, F. (1975) Late Cenozoic evolution of the Pannonian basin. *Tectonophysics*, 26, p. 71–90, Amsterdam.
- Vinnik L. P., Lukk, A. A., Lenartovich, E. (1975) Lateral inhomogeneities in the uppermost mantle and tectonics of the Pamirs – Hindu Kush and of the Carpathians. *Proc. 14th Gener. Assembly ESC, Trieste 1974*, p. 427–432 Berlin.
- Wein G. (1969) Tectonic review of the Neogene – covered areas of Hungary. *Acta geol. Acad. Sci. Hung.*, T 13, p. 399–436, Budapest.



A L'ÉGARD DE LA RELATION ENTRE LA DISTRIBUTION DES GISEMENTS DES HYDROCARBURES ET LA STRUCTURE PROFONDE DE LA PLATE-FORME MOESIENNE ¹

PAR

DUMITRU PARASCHIV²

Les travaux de prospection et d'exploration achevés ce dernier quart de siècle à travers la plate-forme moesienne ont mis en évidence la relation directe entre la distribution des gisements de hydrocarbures et la présence de certains accidents tectoniques disjonctifs, généralement orientés est-ouest, parallèles à la chaîne carpathique (fig. 1). Des failles respectives, à rôle d'écran, se sont formées ou ont été réactivées pendant le Néogène, lorsque, grâce au processus de sous-poussée, le Vorland s'est affaissé du sud vers le nord, cassant dans toute une série de blocs disposés en gradins. Ce déplacement, accompagné de subsidence — sur la bordure nord et nord-est on arrive jusqu'aux taux hypersubsideurs — a permis l'accumulation d'une importante série de dépôts terrigènes, molassiques, et toutefois, la génération, la migration et l'empîement d'une quantité considérable de hydrocarbures. Après une première analyse des données disponibles, on a apprécié que les gisements de pétrole et de gas découverts jusqu'à présent dans la plate-forme moesienne se sont formés — comprenant aussi la redistribution des hydrocarbures prétertiaires — après le Badénien. D'ailleurs, l'existence de certains gradins-écran orientés est-ouest, possible alimentés dans le secteur nord, plus affaissé, a soutenu et soutient encore cette opinion géologique dans l'activité de prospection et d'exploration.

Les études plus récentes ont mis en évidence que la plate-forme moesienne a subi des changements essentiels quant à son évolution ; par conséquent, on peut définir plusieurs étapes dans l'histoire de cette unité structurale-faciale. Une première étape, équivalente à „l'actuel plan situationnel”, datant certainement du Badénien, sinon plus tôt a été brièvement esquissée antérieurement. L'étape respective correspond à une „plate-forme subsidente”. Retournant au passé, allant du connu vers l'inconnu, la phase évolutive précédente s'est déroulée pendant l'intervalle Dogger

¹ Note présentée au 12ème Congrès de l'Association Géologique Carpatho-Balkanique, 8-13 septembre 1981, Bucarest, Roumanie.

² Ministère du Pétrole, Roumanie.



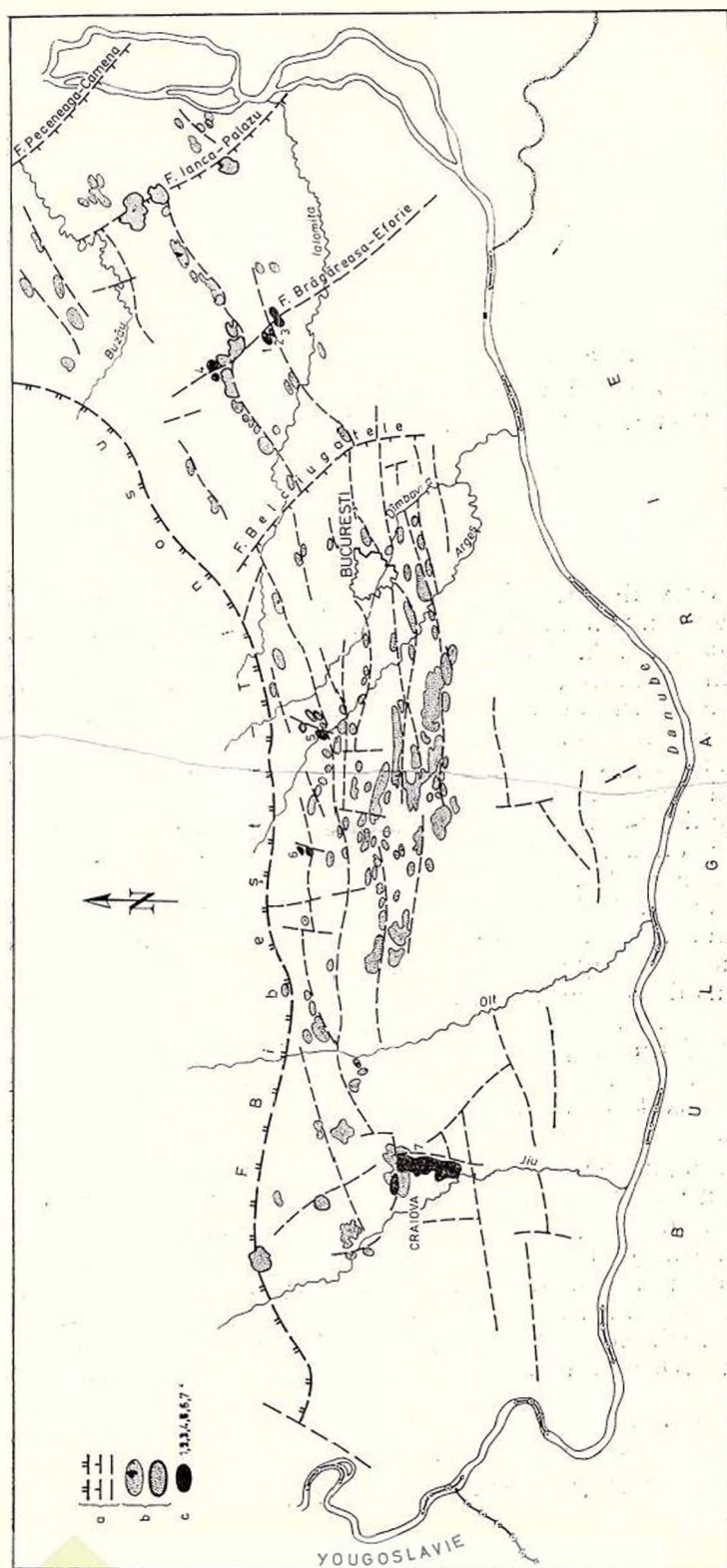
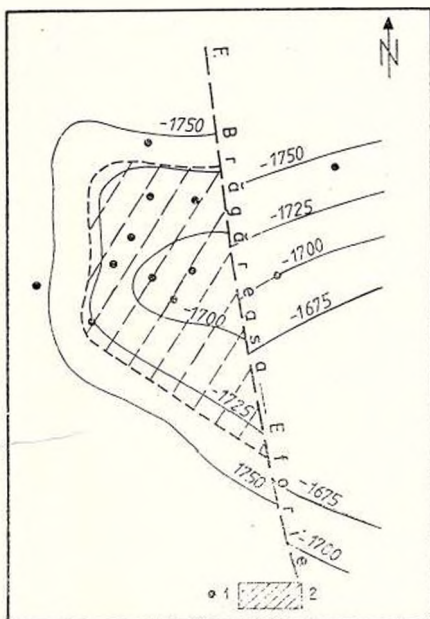


Fig. 1. — Carte des gisements de hydrocarbures dans la plate-forme mœsienne.

a, failles ; b, gisements de hydrocarbures, c, gisements présentés dans le texte : 1, Colelia nord ; 2, Colelia centre ; 3, Colelia sud ; 4, Lipănescu, 5, Brincoveanu ; 6, Cיעști ; 7, Malu Mare-Simnic.

(localement aussi Lias supérieur) — Sénonien. Contrairement au Néogène, pendant le Jurassique supérieur et le Crétacé, des dépôts prédominants calcaires et dolomitiques se sont accumulés, ce qui fait penser à une „plate-forme carbonatée”. Une autre différence évidente vis-à-vis du „plan situationnel actuel” réside dans le fait que les tendances prédominantes dans l'évolution des faciès et des épaisseurs des termes jurassiques et crétacés sont orientées nord-sud et non pas est-ouest. A partir de ces raisons-ci on pourrait supposer que pendant l'intervalle Dogger-Sé-

Fig. 2. — La structure Colelia nord, isobathes au niveau de l'Aptien, 1, puits; 2, zone à pétrole.



nonien, la plate-forme a évolué sous l'influence de certaines poussées tectoniques venues de l'est. Dans une telle situation, les facteurs structuraux et, en général, les conditions d'empîement ont dû se diriger eux aussi à certaines tendances dominantes nord-sud. Si les choses se présentent ainsi, il faut s'imaginer les gisements formés au Mésozoïque, conservés „sigilés”, dont les hydrocarbures n'ont pas été redistribués, comme contrôlés par des éléments structuraux-faciaux disposés du nord vers le sud. Afin de soutenir une telle hypothèse, les lignes suivantes mettront en discussion quelques structures productives situées dans de divers secteurs de la plate-forme moesienne. A partir de l'est vers l'ouest, les gisements de référence sont ceux de *Colelia*, *Lipănescu*, *Brîncoveanu*, *Fiești* et *Malu Mare-Sîmnic*. On pourrait continuer en exemplifiant par d'autres modèles, mais les dimensions de la note font limiter les discussions au sujet des gisements mentionnés.

Aux alentours du village de Colelia il y a trois secteurs productifs : Colelia nord, Colelia centre et Colelia sud.

La structure *Colelia nord* (fig. 2) représente un hemyanticlinal sectionné et écrané par un accident tectonique important, approximativement orienté nord-sud, connu sous le nom de la faille „Brăgăreasa-Eforie”.

A souligner que les hydrocarbures sont localisées uniquement dans le secteur occidental de la structure, et non pas dans celui oriental, soulevé. Tenant compte que la substance organique disséminée dans les roches néogènes semble immature sous l'aspect de la diagenèse, que le pétrole se trouve dans les réservoirs aptiens et albiens et que l'écran des gisements est orienté nord-sud et non pas est-ouest, on estime, à partir des considérations géologiques, que l'accumulation respective s'est mise en place pendant le Crétacé et en dépit des mouvements néogènes puissants, qui ont mené au morcellement et à l'affaissement de la plate-forme vers le nord, le gisement est cacheté.

On rencontre une situation similaire, pourtant restreinte à un seul puits, dans le compartiment *Colelia centre*. Le pétrole, localisé dans l'Aptien, a été rencontré seulement dans le secteur occidental de la structure.

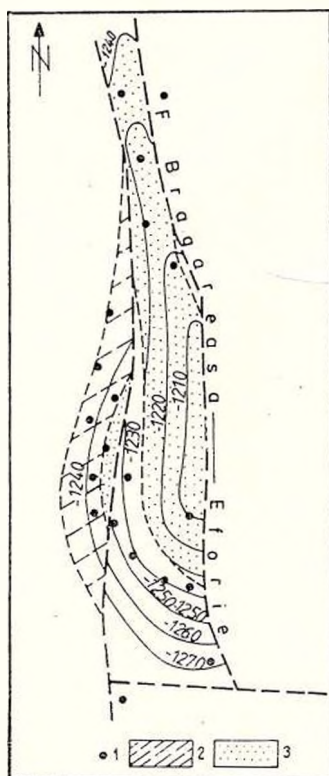


Fig. 3 — La structure Colelia sud, isobathes au niveau du Sarmatien.

1, puits; 2, zone à pétrole; 3, zone à gaz.

Un cas intéressant est celui du secteur *Colelia sud*. Là, le Crétacé est non-productif, tandis que le Badénien, le Sarmatien et le Méotien contiennent des hydrocarbures, d'une part et de l'autre de la faille Brăgăreasa-Eforie. Le Sarmatien présente une bande de pétrole seulement à l'ouest de la faille mentionnée, au reste tous les trois objectifs sont gazéiphères. D'ailleurs, le compartiment occidental, à pétrole, est visiblement orienté nord-sud (fig. 3), ce qui suggère l'héritage d'une paléostructure

mésozoïque. A l'est de la faille Brăgăreasa-Eforie, le style tectonique est néogène, les isobathes étant généralement orientées est-ouest. La profondeur du Sarmatien pétrolifère est de 1200–1300 m, le gradient géothermique ne dépasse pas 2,2°C/100 m, tandis que la matière organique n'a pas atteint son stade de maturité. Par conséquent, on considère que les

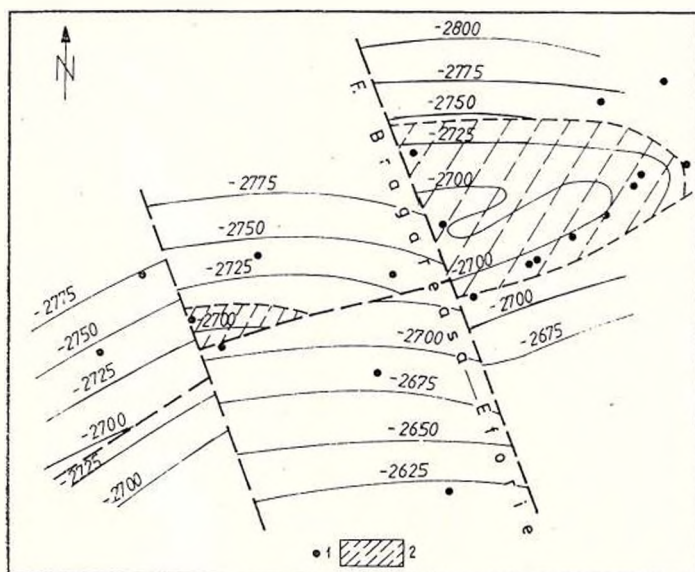


Fig. 4. — La structure Lipănescu, isobathes au niveau du Néocomien.

1, puits; 2, zone productive.

hydrocarbures liquides, accumulées actuellement dans le Sarmatien, ont migré verticalement du Crétacé, uniquement dans le compartiment occidental, où elles se sont accumulées à l'origine pendant le Pré-néogène.

Au nord de Colelia, d'une part et de l'autre du même accident majeur, Brăgăreasa-Colelia, on connaît les accumulations de Lipănescu, localisées au Néocomien. Comme l'on constate dans la figure 4, ces gisements de pétrole sont toujours contrôlés par les anciens accidents mésozoïques, orientés nord-ouest — sud-est. Pourtant, dans ce secteur nord, où le taux et le rythme d'affaissement de la plate-forme ont été exceptionnellement élevés, la préservation des gisements crétacés n'a été possible que par l'intervention de certaines failles-écran néogènes, orientées est-ouest.

Si l'on y ajoute la situation présente à Brăgăreasa (fig. 1), on obtient l'image d'un alignement productif, à direction nord-ouest — sud-est, qui correspond à la faille Brăgăreasa-Eforie. Cet alignement, composé d'une chaîne de gisements, a pris naissance au Mésozoïque. L'affaissement prononcé de la plate-forme devant les Carpathes fit qu'une bonne partie des hydrocarbures se redistribue aussi par migration verticale (Colelia et Brăgăreasa), pendant que d'autres restent dans les pièges anciens (Colelia nord).



La structure Brîncoveanu, située dans la partie centrale-septentrionale de la plate-forme moesienne (fig. 1,5) contient du pétrole dans le Crétacé inférieur et des accumulations modestes de gaz dans le Sarmatien. D'orientation crétacée, la structure se compose de plusieurs crêtes, délimitées

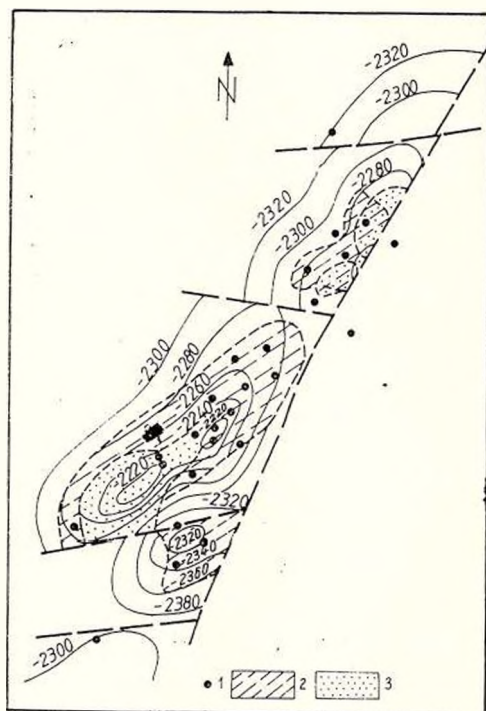


Fig. 5. — La structure Brîncoveanu, isobathes au niveau du Crétacé.
1, puits; 2, zone à pétrole; 3, zone à gaz.

vers l'est par une faille importante, également dirigée nord-est — sud-ouest. La distribution des hydrocarbures, y compris les gaz du Sarmatien, sont contrôlés par la structure du Mésozoïque de telle manière qu'on pourrait affirmer qu'il s'agit d'un gisement crétacé „sigilé”. En ce qui concerne les gaz du Sarmatien, ils se trouvent, probablement, dans la formation qui les a générés. La situation de Brîncoveanu revient dans le secteur voisin de l'est, Serdanu.

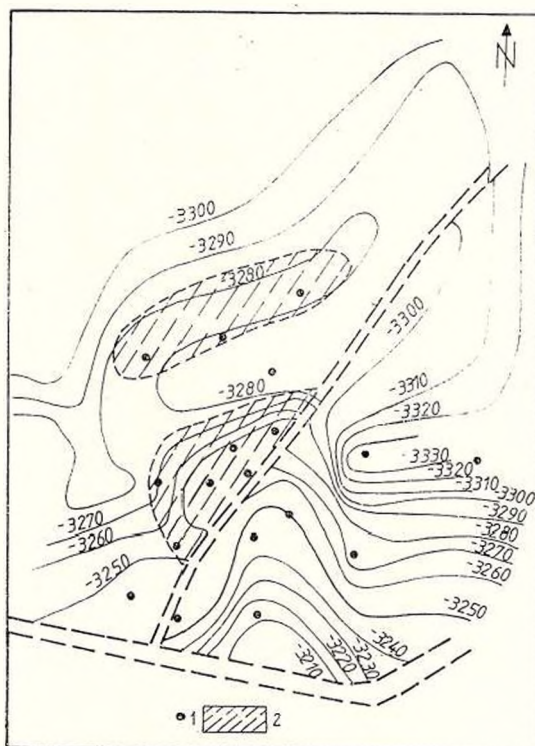
A l'ouest de Brîncoveanu il y a, entre d'autres, la structure Ciești (fig. 6). Cette dernière s'est avérée productive au niveau du Trias moyen et du Dogger. Le contexte structural de Ciești ressemble à celui de Brîncoveanu. On a pratiquement obtenu une production industrielle de pétrole dans le compartiment occidental, délimité par un accident tectonique important, orienté nord-est — sud-ouest. A l'est de cette faille, il n'y a que deux puits qui ont débité des quantités insignifiantes de hydrocarbures. A souligner qu'au sud de la surface saturée de hydrocarbures, la structure monte considérablement au-dessus de l'apex productif jusqu'à une faille (la faille Ciești) d'orientation néogène. En dépit des positions isobathiques plus favorables, les puits 3713 et 3719 n'ont pas contenu du pétrole ou des gaz. Cela veut dire, que la structure remontée vers le sud, tout comme

l'accident est-ouest, représentent des déformations post-jurassiques, et que les accumulations du Trias et du Dogger sont restées „sigilées.”

Enfin, un dernier exemple serait l'ensemble structural Malu Mare-Circea-Ghercești-Sîmnic (fig. 1) aux alentours de Craiova. On y a découvert du pétrole et des gaz dans le Dogger et des gaz seulement dans

Fig. 6. — La structure Cicști, isobathes à la base du Malma.

1, puits ; 2, zone à pétrole.



le Pontien. Les hydrocarbures gazeuses du Pontien n'ont aucune liaison génétique avec les gisements du Dogger. Au niveau de ce terme structural, il y a une crête mésozoïque typique orientée nord-sud, affectée par des failles. Les accumulations des hydrocarbures dans les compartiments Malu Mare, Circea et Ghercești (fig. 7) sont sans doute contrôlées par cette crête. Les surfaces productives de Sîmnic semblent adaptées à la structure régénérée pendant le Néogène. Donc, le complexe structural mentionné représente un ensemble d'accumulations, partiellement préservées depuis le Mésozoïque et partiellement redistribuées au Néogène.

Les modèles discutés ci-dessus, tout comme d'autres gisements mis en évidence à travers la plate-forme moesienne mènent à quelques conclusions, dont trois méritent être soulignées :

a) De nombreux, sinon la plupart, des alignements productifs, formés au Jurassique et au Crétacé, étaient orientés sur la direction prédominante nord-sud. Les mouvements néogènes puissants, qui ont abouti à l'affaissement considérable de la bordure septentrionale de la plate-forme

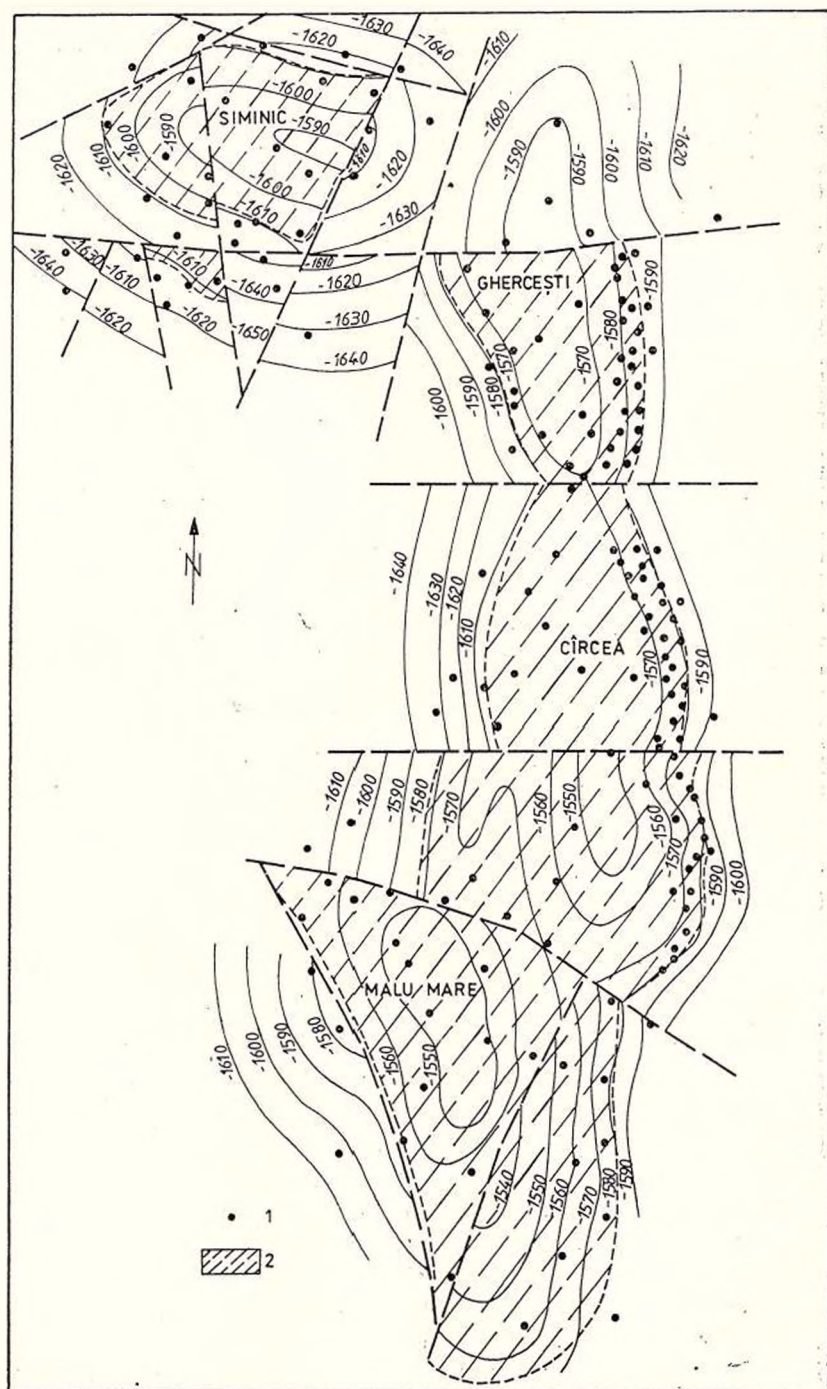


Fig. 7 — La structure Malu Mare-Simnic, isobathes au niveau du Dogger. 1, puits ; 2, zone saturée de hydrocarbures au Dogger.

moesienne firent redistribuer la plupart des hydrocarbures accumulées au Mésozoïque. Certains gisements prétertiaires ou leurs fragments ont restés „sigilés”, surtout dans la partie méridionale de la plate-forme, où les mouvements néogènes ont une ampleur limitée. En quelques cas, les anciennes structures mésozoïques contrôlent également les accumulations de hydrocarbures générées pendant le Néogène.

b) En ce qui concerne l'activité future de prospection et d'exploration, il serait préférable de considérer surtout les structures „non-conformistes” et de donner moins d'importance au style tectonique du Néogène.

c) Les considérations et les conclusions ci-dessus mentionnées sont fondées sur des arguments d'ordre géologique. Il importe de considérer à l'avenir que ces dernières soient confrontées aux éléments d'une autre nature (chimique, géochimique, biostratigraphique, etc.).





NON-HYDROCARBON AND MIXED GAS OCCURRENCES IN THE ROMANIAN PART OF THE PANNONIAN DEPRESSION ¹

BY

DUMITRU PARASCHIV ², TRAIAN ICHIM ², MARIA POPA ²

During the latest years, while intensifying the research of the Carpathian units — characterized by intricate geological conditions — the number and significance of the deposits containing non-hydrocarbon gases have increased. This situation has drawn the attention of the specialists in extractive oil industry upon the technico-economical problems raised by the drilling and production activity in such areas, on the one hand, and upon the necessity to select and valorize the gases in question on the other hand.

The present paper belongs to this kind of concerns, mainly aiming at registering the mixed or non-hydrocarbon gas deposits. After ending up this first stage, an attempt will be made to decode the laws for non-fuel constituents distribution.

Within the Carpathian prospective units, the Pannonian Depression has so far supplied most of the hydrocarbon associated to non-fuel gases accumulations. The number of pools is about 25. The most significant will be briefly presented, starting from north to south (Fig. 1).

The Carei structure is gas-producing at the Pliocene level. Besides hydrocarbons, the wells 1000, 1007 (the 1st member) and 1001 (the 2nd member) also contain 10–12% non-hydrocarbon elements, composed of CO₂, N₂ and O₂. The nitrogen is prevailing (9.85 – 10.37%). The present knowledge degree evinces no relationship between non-fuel gas distribution, on the one hand, and the position on the structure, the horizon age and pierced interval depth, on the other hand.

The Pişcolt area has proved gas-bearing at the basement (the weathered upper part) and at the Sarmatian levels. The 702 and 4017 wells are noticeable for their non-hydrocarbon elements (CO₂, N₂, O₂) which may amount to 10.4%. In the well 700, located on the top of the structure, CO₂ is predominant (7.23%), while in the well 4017, located near a fault, the nitrogen prevails (10%). Non-hydrocarbon elements have been sig-

¹ Paper presented at the 12th Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association, September 8–13, 1981, Bucharest, Romania.

² Ministry of Petroleum, Romania.



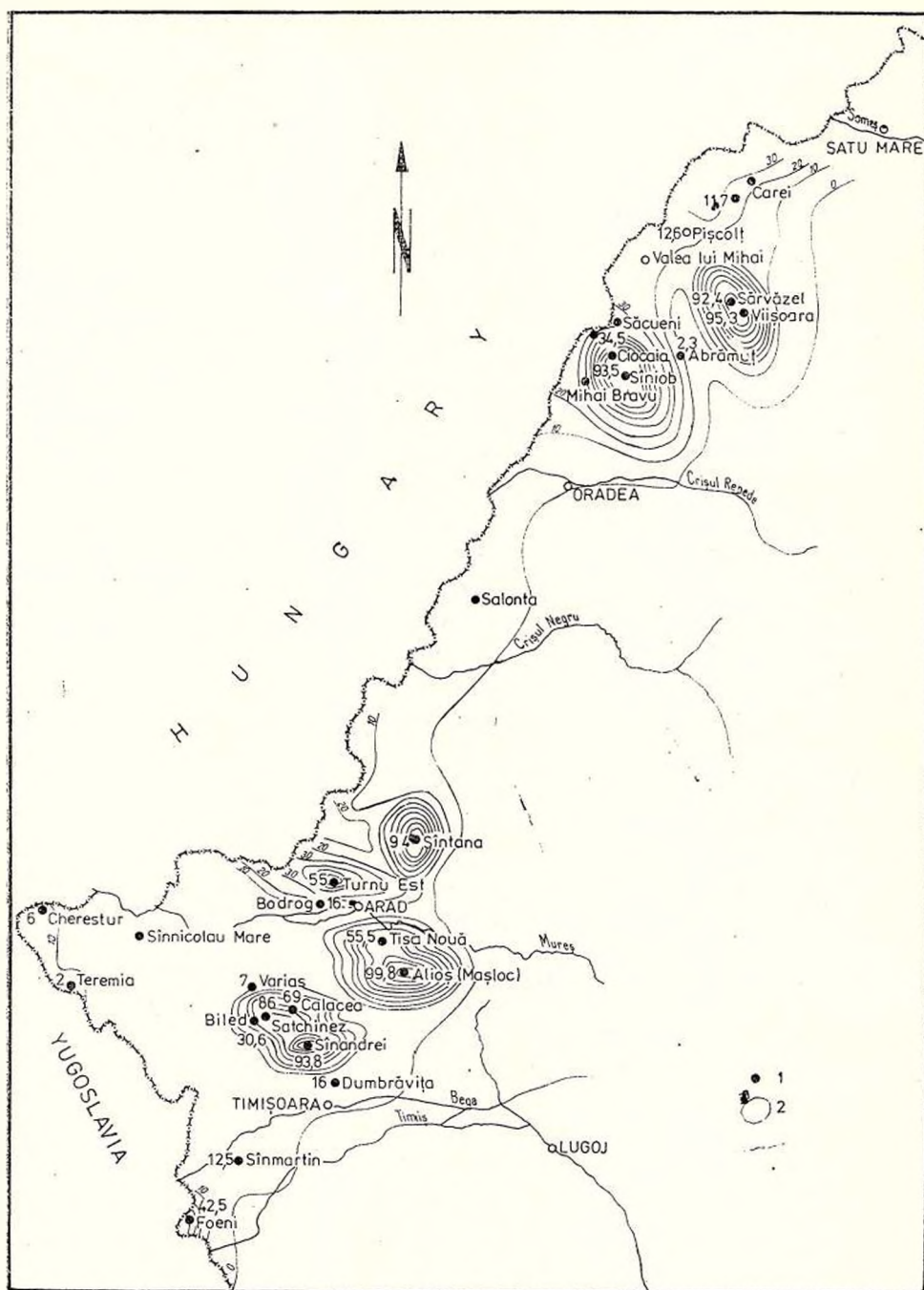


Fig. 1. — Map of the total non-hydrocarbon constituents content, distribution and variation in the natural gas and oil deposits of the Pannonian Depression (Romania). 1, oil and gas deposits with non-hydrocarbon elements; 2, isolines of non-hydrocarbon elements concentration.

nalled both in the CH_4 saturated beds and in the water-bearing ones. The vertical distribution of CO_2 and N_2 seems to be influenced neither by the depth nor by the age or nature reservoirs.

In the *Sărvăzel region*, a non-hydrocarbon gas deposit has been noticed. The carbon dioxide (78%), the nitrogen (13.39%) and the oxygen (1%) exceed 92% of the gas volume in the natural reservoir represented by the upper, weathered part of the basement. The overlying Pliocene seems to lack in non-fuel elements in both productive wells (56, 58).

The *Pătal-Viișoara structure* is known due to its mixed gas pools in the upper part of the crystalline basement (wells 54, 61, 62, 4171) and in the Sarmatian (wells 50, 51, 53). Non-hydrocarbon elements, consisting of CO_2 (64–82%), N_2 (2.5–31.3%) and O_2 (0.1–2%), range between 74 and 97.3%. The latter have also been signalled in the water-bearing strata. The quantitative distribution is controlled neither by the structural position nor by the age of the geological formation. However, the nitrogen percentage seems to increase at the basement level and in the south-eastern part of the structure.

In the *Săcuieni area*, the Pliocene in the well 4031 contained small amounts of nitrogen (1.15%) and of oxygen (0.012%) from a gas hydrocarbon member. West of Săcuieni, on the Hungarian territory, at *Almosd*, well 6 yielded gas and condense associated to CO_2 (34.54%) from the upper part of the basement.

The *Cilocaia-Cadea structure* is worth mentioning owing to the presence of two stratigraphic sequences with a different content. The weathered basement comprises methane with approximately 12.5% ($\text{CO}_2 = 2\%$; $\text{N}_2 = 9.96\%$; $\text{O}_2 = 0.5\%$; $\text{H}_2 = 0.034\%$) non-hydrocarbon elements, a fact equally attested by the wells 771 and 4035. Unlikely, the Neogene cover, i.e. the Badenian, Sarmatian and Pliocene, practically accumulated only non-fuel gas (97–99.24%), out of which CO_2 has the highest percentage (96.1–99.24%). These accumulations have been recorded by the wells 770, 771, 4035, 4046, 4048 and 4049, ranged all along the structure crest (Fig. 2).

There seems to be a similar situation at *Sîniob*, where the well 4096 yielded, from the Badenian, CO_2 (84.2–93.5%) and a little N_2 (1.3–2%). The other wells, which partly produced oil, lack in gas analyses. The basement has not been tested over the respective structure.

The *Abrămuț oil-bearing structure* is very little contaminated with non-hydrocarbon elements. The local Badenian (the well 4093) contains about 1.3% CO_2 and 1% N_2 out of the total amount of associated gas.

The *Sîntana mixed gas deposit* lies in the southern part of the Pannonian Depression. Both the crystalline basement and the overlying Pliocene of this structure contain 88–94% CO_2 , the left 6–12% standing for hydrocarbon gas. The above data have been supplied by the wells 120 and 123.

Southwards, on the *Turnu oil-bearing structure*, the Permo-Triassic sequence and the overlying Pliocene contain gas associated to 23 and 55% non-hydrocarbon elements. CO_2 varies between 20.8 and 49%, while N_2 between 1.6 and 5.6%. The mixed gas producing wells 64, 90, 93, 405, 406, 407, 408, 412 gather around certain disjunctive accidents (Fig. 3).



On the *Bodrog oil-bearing structure*, the well 1012 yielded, from the Pliocene, oil and gas associated to about 16% non-fuel elements. Out of this percentage, 7% is CO_2 , 7.25% N_2 and the left 1.75 — other non-hydrocarbon gases.

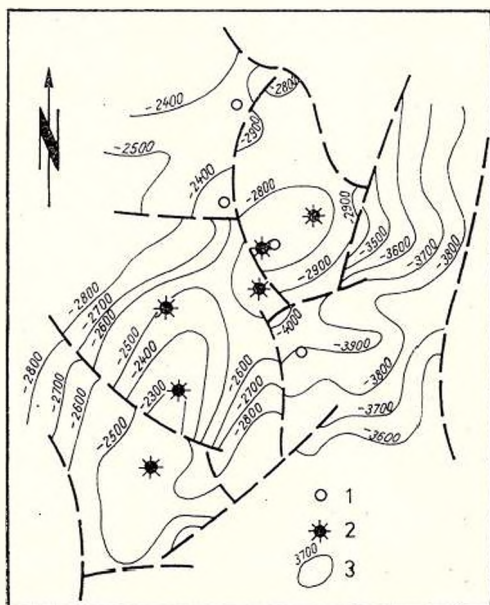


Fig. 2. — The Ciocai structure.
1, drilled well; 2, non-hydrocarbon gas well; 3, isobaths at the basement top.

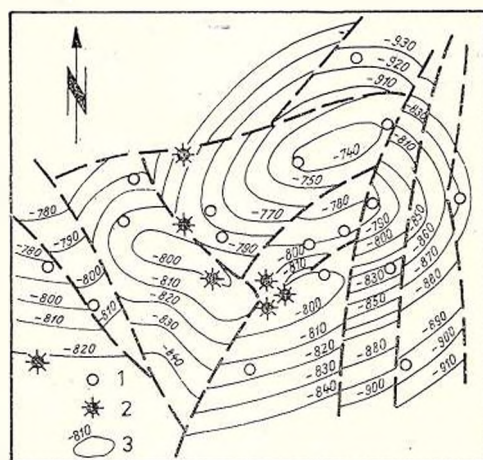


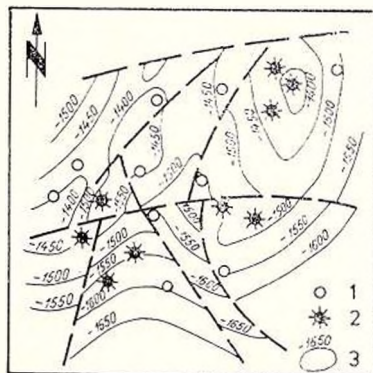
Fig. 3. — The Turnu structure.
1, drilled well; 2, non-hydrocarbon gas well; 3, isobaths at the top of Permian.

South-east of Bodrog, at *Tisa Nouă*, the non-fuel gas percentage increases to 65.5%. On this structure, the Cretaceous and the Sarmatian in the well 1035 contain mixed gas. CO_2 is 50% of the total volume, N_2 — 12.3%, while other non-fuel elements are 3.2%.

South-eastwards, the *Maşloc structure* Sarmatian is practically saturated only with CO_2 (99.8%). The respective deposit has been recorded by the well 1042.

The buried ridge Calacea-Satchinez-Varias-Biled, oil and associated gas-bearing, is characterized by the presence of several non-hydrocarbon gas enclaves.

Fig. 4. — The Satchinez-Biled region.
1, drilled well; 2, non-hydrocarbon gas well; 3, isobaths at the basement top.



At *Calecea*, the wells 56, 618, 622, 623, located in a block of the major structure, contained in the Miocene oil and associated gas with 3–61.7 CO_2 and 1.4–4.53% N_2 .

Westwards, on the *Satchinez uplift*, another non-hydrocarbon elements occurrence reaches a concentration of 86%. The quasitotality of these gases (85%) is represented by the carbon dioxide. Contaminations with non-fuel elements are encountered both in the basement and in the Miocene, in the wells 97, 155 and 800 (Fig. 4).

Farther westwards, the *Biled enclave* is encountered by the wells 21, 80, 86, 90, 93, 94 (Fig. 4). Unlike the Satchinez and Calacea regions, in the Biled enclave, located in the crystalline-igneous basement, the CO_2 percentage decreases down to 3.8–15.4%. In exchange, the nitrogen percentage grows up to 5–15.4%. The maximal concentration of non-hydrocarbon elements reaches 30.5% at Biled.

Within the same major uplift, the occurrences in the *Varias region* are worth signalling. The crystalline-igneous basement, as well as the overlying Miocene, contained up to 7% non-hydrocarbon elements, mostly nitrogen (4–6%). The wells 169, 173, 186, 200, registering the above-mentioned results, gather around a fault (Fig. 5).

A mixed gas deposit has been discovered in the *Sinandrei structure* Miocene. The non-hydrocarbon elements in well 1 vary between 76–93.8%, most of them (75–93.4%) being represented by carbon dioxide.

Somewhat south-eastwards, around the *Dumbrăvița* locality, the non-fuel gas percentage goes down to 16%. Both at the basement level and at the Pliocene one, the nitrogen prevails (9.4–15.6%), while the carbon dioxide represents only 0.6–1.5%.

The *Sinmartin structure* proved to be gas-bearing at the Pliocene level. Besides hydrocarbons, well 8 equally contained 12.5% non-hydro-



carbon elements. Among the latter, nitrogen is predominant (7.08%). The carbon dioxide thoroughly lacks.

In the *Foieni* area, oil pools are known in the Miocene and free-gas pools in the Pliocene. The latter include non-hydrocarbon elements in highly variable amounts (0.5–42.5%). Although the maximal concentra-

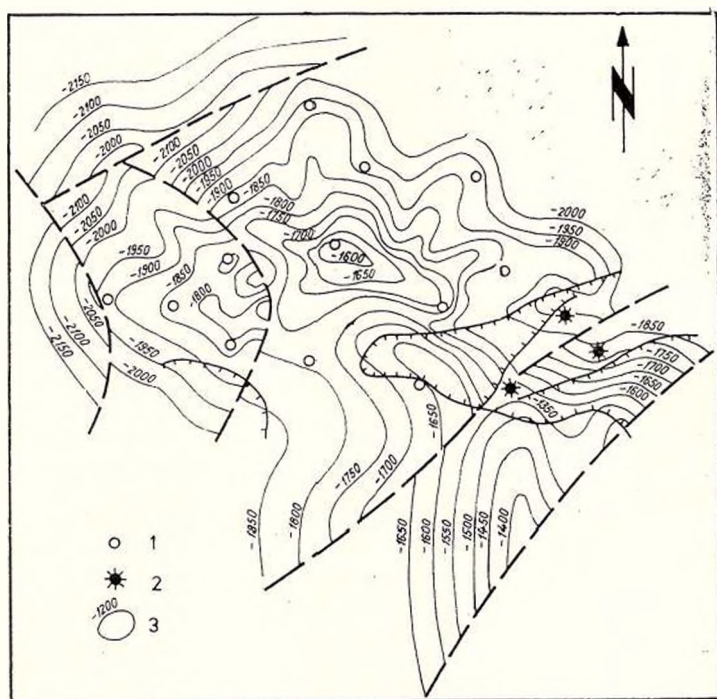


Fig. 5. — The Varias region.

1, drilled well; 2, non-hydrocarbon gas well; 3, isobaths at the basement top.

tion has been signalled in well 5, located in the top zone of the structure, non-hydrocarbon gas distribution and concentration look chaotic. A complete lack in carbon dioxide is to be seen in this deposit, too.

The presence of non-fuel elements in restricted amounts (under 2–3%) has been signalled in other structures as well, such as *Teremia*, *Cherstur*, *Curtuiuşeni*, etc. In the present stage of concerns, such zones have been neglected.

The above data make room for a few preliminary conclusions, namely:

The oil and natural gas pools in the Pannonian Depression contain non-hydrocarbon elements, whose percentage may reach 99.8%. These elements are represented by: CO_2 (99.8% at the utmost), N_2 (up to 42%), O_2 (up to 2%), H_2 (1.5% at the utmost), Ar (0.08% at the utmost) and



He (1034% at the utmost). Consequently, the main non-hydrocarbon elements are carbon dioxide and nitrogen.

The highest non-hydrocarbon elements concentrations occur within two areas: one between Oradea-Carei, the other between Arad and Timișoara. In their turn, the non-hydrocarbon gas regions correspond to certain basement ridges, buried under the Neogene deposits.

The present knowledge degree shows no tight relationship between the distribution and variation of non-hydrocarbon elements concentration, on the one hand, and the basement nature or structure (Visarion, Săndulescu, 1979), on the other hand.

Non-hydrocarbon gas occurrences coexist with the main geothermal anomalies of the Pannonian Depression (Paraschiv, Cristian, 1976), suggesting that both categories of elements are effects of common causes. At the same time, non-hydrocarbon gas concentrations and geothermal anomalies are located in the areas of preferential hydrocarbon accumulations.

Unlike the eastern part of the Transylvanian Depression (Paraschiv, 1980), in the Pannonian Depression no link is noticeable between the $\text{CO}_2 + \text{N}_2$ concentration, distribution and variation and the depth or age of the reservoir. This means that non-hydrocarbon elements moved along the easiest ways (faults and permeable beds) they came across.

In the northern region (Oradea-Carei) non-fuel gas occurrence and concentration look chaotic. This could be only an apparent situation, because of the low degree of regional investigation. In the other (southern) region, intensely explored and investigated, the respective gases are located either near faults or in sealed blocks, as enclaves within the hydrocarbon-producing structures.

Same as in the Transylvanian Depression, the maximal concentration areas are defined by the high percentage of carbon dioxide, while at the peripheries of these areas, characterized by lower concentrations, the nitrogen percentage increases (e.g. Foeni, Sinnmartin, Dumbrăvița, Carei, etc.).

Non-hydrocarbon elements occurrences have been signalled both in the hydrocarbon-bearing strata and in the water-saturated beds. This suggests that non-fuel gas infiltrated after hydrocarbon deposit settlement i.e. at the uppermost Pliocene or in the Quaternary.

Of an internal origin, most of the above-discussed natural (non-hydrocarbon) gases integrate into the mafic area of the Carpathian neovolcanism.

REFERENCES

- Ichim Tr. et al. (1981). Report, archives I.C.P.P.G., Bucharest.
Paraschiv D. (1979). Romanian oil and gas fields. *Stud. tehn. econ.*, A/13, p. 184–215, Bucharest.



- Paraschiv D. (1980). Observații asupra unor zăcăminte de gaze mixte din partea de est a Depresiunii Transilvaniei. *Stud. cerc. geol., geofiz., geogr., seria geol.*, 25, p. 83–93, București.
- (1980). Variation of non-hydrocarbon constituents of natural gas in different Romanian areas. *10th W.P.C. Congress, Proc. III*, p. 71–83, London.
 - Cristian M. (1976). Cu privire la regimul geotermic al unităților structurale de interes pentru hidrocarburi din România. *Stud. cerc. geol., geofiz., geogr., seria geofiz.*, 14/1 p. 65–73, București.
- Popa M. et al. (1978). Report archives, I.C.P.P.G., Bucharest.



MAIN STAGES OF HYDROCARBON GENERATION AND ACCUMULATION ON THE ROMANIAN TERRITORY OF THE MOESIAN PLATFORM¹

BY

ION PĂTRUȚ², ALEXANDRU BUTAC³, NICOLAE BALTEȘ²

Introduction

During the last decades, numberless pools of hydrocarbons have been discovered within the platform-like units outside the Romanian Carpathian Massifs and particularly within the Moesian Platform, the unit comprised between the pre-Carpathian Foredeep in the north and the pre-Balkanian one in the south.

The geological constitution, the structure and the conditions of hydrocarbon accumulation on the Romanian territory of the Moesian Platform were minutely analysed in the oil industry framework. A comprehensive synthetic work has been recently published by Paraschiv (1979). For this reason, in the present paper, the mentioned problems have been restricted to a few general considerations, strictly required by the topic dealt with.

General Geological Considerations

The sedimentary cover in the Moesian Platform is of a remarkable thickness (sometimes exceeding 10,000 m) and includes Paleozoic to Quaternary deposits, detrital or carbonate, ranged into sedimentary cycles and subcycles separated by stratigraphical gaps.

The cover was not involved in the foldings, but it reacted in solidarity with the basement during all diastrophic phases in the neighbouring geosynclinal areas (the Carpathians, the Balkans, North Dobrogea). It displays as a whole a structure of a disjunctive type where even structural stages can be distinguished (corresponding to the major sedimentary cycles).

¹ Paper presented at the 12th Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association, September 8–13, 1981, Bucharest, Romania.

² Ministry of Petroleum, Romania.

³ Ministry of Geology, Romania.



On this general background, a few major structural elements, which subsisted for a long time, are conspicuous, as high zones, the platform skeleton, and low zones, the principal areas of sedimentation.

In the platform geological history, one of the most important events took place in the Upper Miocene (Badenian-Sarmatian) when its northern part separated from its southern one and was implied in an active sinking movement, which led not only to the accumulation of a very thick sequence of deposits during the Sarmatian and Pliocene, but also to an intense fracturing of all deposits, predominantly on east-west strike, parallel to the Carpathian chain. These fractures, extending over tens of kilometers (even more), have generated the present structure of the platform, in structural steps, the northern the more sunken, while many other variously striking faults lent a mosaic-like structure to the northern part of the platform.

Together with the sinking, the Badenian and the Sarmatian from the northern border of the Platform were progressively thrust by the Lower Miocene sedimentary (possibly also the Oligocene one) from the Carpathian Foredeep. The drilling as well as the seismic data suggest that the overthrust exceeds 10-15 km in width.

The thrust came to an end during the Middle Sarmatian (the attic diastrophism) and further on, the uppermost Sarmatian and the Pliocene have covered both units.

Considerations Regarding Hydrocarbon Accumulation Conditions

In the Moesian Platform, the hydrocarbon pools are situated on its northern deeper margin, in front of the Pericarpathian Fault and even below it (Pl. I A—B), the most important of them being located between the Dîmbovița and Jiu rivers. East of the Dîmbovița Valley, there are only few, small pools, the gas-bearing ones obviously prevailing, while west of the Jiu Valley, no hydrocarbon accumulations have been discovered yet.

The hydrocarbon pools are situated in detrital (grained) or carbonate reservoirs of various ages, the most important being comprised in the Toarcian-Bajocian reservoirs (between the Vedea and Jiu valleys) and in the lowermost Sarmatian ones (between the Argeș and Teleorman valleys). In the other Paleozoic (Givetian), Mesozoic (Triassic, Malm and Lower Cretaceous) and Neozoic (uppermost Sarmatian and Pliocene) reservoirs, the hydrocarbon pools are comparatively restricted in size.

Along the productive area, the structure of the sedimentary rocks is generally of a disjunctive type, marked by east-west trending faults, north of which the Badenian and lowermost Sarmatian deposits make up, here and there, more or less large hemianticlinal vaults. These represent the habitual hydrocarbon trap style, east of the Vedea Valley, but between the Vedea and the Jiu valleys anticlinal traps are present too.

Irrespective of the reservoir rocks age, the pools between the Vedea and the Jiu valleys comprise only paraffinous oils while those east of the Vedea Valley include semiparaffinous or non-paraffinous oils, both present at times within the same structure.



The depths of the hydrocarbon pools widely vary from one region and formation to the other, but, as a rule, they increase from a few hundred meters in the south up to 5,000 m in the north.

Within the oil-producing area, the geothermal gradient varies from 1.5°C/100 m up to 6°C/100 m. A zone with a low geothermal gradient (1.5—3°C/100 m) can be distinguished east of the Dimbovița Valley, where oil pools are few and small and another one, with a high gradient (over 4°C/100 m) east of this valley, where most of the oil pools are situated.

Based on petrographical and geochemical analyses, as source-rocks for hydrocarbons there were considered the terrigenous pelitic rocks from Silurian, Middle Jurassic, Albian and Badenian-Sarmatian, as well as some of the Mesozoic carbonate rocks having a richer organic content (mainly algae).

Hydrocarbon Pools Formation

This problem has not so far made a special object of study, but two opposite working hypotheses have been expressed. Some of the researchers, based on the varied ages of the hydrocarbon-bearing reservoirs have considered that the pools were formed during several phases and P a r a s c h i v has admitted that three such phases are more probable:

- before the Cretaceous, when the pools in the west of the Moesian Platform, comprised in the Middle Jurassic, Triassic and Paleozoic, were formed,

- during the Upper Cretaceous, when the pools in the central-eastern part of the Platform, located in the Malm, Neocomian and Albian, were formed, and

- during the Neogene, when most of the pools included in the Badenian-Sarmatian and Pliocene were formed.

At the same time, other researchers (O s m a n et al., P ä t r u ț et al. unpublished data, in research themes elaborated in the petroleum industry) have considered that the hydrocarbon pools in the western part of the Moesian Platform have been formed during a unique phase, no matter the age of the reservoirs entrapping the hydrocarbons.

At the present stage of geological knowledge, this idea seems more probable, is substantiated by the modern outlook regarding the hydrocarbon generation, may be generalized for all deposits throughout the Platform and considered as an appealing working hypothesis. It is supported by the following data.

Within the Moesian Platform, as previously shown, a clearcut distinction can be made between its western half (from the Teleorman Valley to the Jiu Valley) where the hydrocarbon pools are mostly situated in the Jurassic reservoirs and its eastern half (east of the Teleorman Valley) where the pools lie in the Sarmatian and/or Cretaceous reservoirs.

In the western half, the Middle Jurassic is well developed and characteristic, starts with sandstones (Toarcian-lowermost Bajocian age) and ends with brown shales of Bajocian-Bathonian age (extending up to the Lower Callovian). These Middle Jurassic shales have been regarded from the very beginning of exploration as possible source-rocks of hydrocar-



bous and subsequently, it has been demonstrated that they contain organic matter, often to an extent of 20–30 g/100 g rock, and that the respective matter is extremely varied, sporogenous (spores, pollen), xylogenuous (vegetal remains), amorphogenous (kerogene) and even phytoplanktogenous.

Having these features, the shales develop throughout the whole area between the Vedeia and Jiu valleys, their thicknesses varying from a few meters to about 400 m (Pl. I—A). Several depocenters are clearly outlined in the area between the Olt and the Jiu valleys, on the northern platform margin, bordered by uplifted surfaces with relatively thin shales. Over these uplifted surfaces the basal Jurassic sandstones or other older or younger reservoirs directly contacting the respective sandstones or shales are oil-bearing and these conditions led long ago to the conclusion that the oil contained in the respective pools (a paraffinous oil solely encountered in this side of the platform) had been generated by the Middle Jurassic shales and expelled downwards, into the Toarcian-Bajocian reservoirs.

Further on, the investigation of the palyno content of the salt waters associated to the oil has pointed out that these waters include only Middle Jurassic palyno forms (with a few exceptions, easily accounted for), thus testifying the primary character of the oil accumulations and proving that the western half of the platform is an oleogenetic province tributary to the Middle Jurassic.

According to the palyno data, the Middle Jurassic shales maturation starts from a burial depth of about 1800 m (securing a temperature of about 70°) and continues up to over 4500 m (about 180° in temperature). The shales have reached such depths but very late in the geological times and, consequently, the oil generation is a late process, too.

The burial of the shales began together with the first Malm deposits and continued up to the end of the Cretaceous. The total thickness of the carbonate deposits accumulated within this large geological interval widely varies from a few hundred meters in the northern area to over 1500 m in its south, in the vicinity of the Danube. The thickness grows contrarily to that of the Middle Jurassic shales and for this reason, in the northern area, where the shales are thicker, the Malm-Cretaceous is thinner, no more than 700–800 m (Pl. I—B). Consequently, at the end of the Cretaceous, the Jurassic shales base could reach no more than 1000–1200 m in burial depth, a temperature of 40–50°, respectively (the local thermal gradient is of about 4°C/100 m), inconsistent with the conversion of the organic matter into hydrocarbons.

After the Senonian, the Moesian Platform was mostly uplifted and preserved this position during the whole Paleogene and Lower Miocene, while erosion removed part of the Malm-Cretaceous sedimentary, often reaching even the Jurassic shales.

The burial process was resumed in the Upper Miocene (Badenian-Sarmatian), went on up to the Pliocene, a very thick deposit sequence was accumulated, particularly on the northern margin of the area and under these circumstances, the Jurassic shales reached sufficient depths to grow mature and generate all the hydrocarbon types.

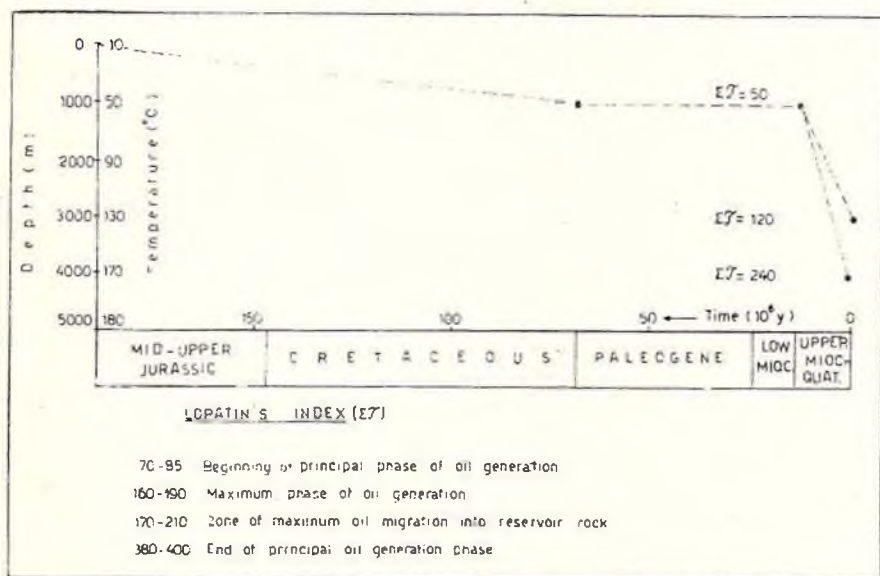


The maturation process was amorsed during the Middle Sarmatian in the northern area, where subsidence was more active, and progressively moved southwards, where the burial being slower the maturation was possible only in the late Pliocene.

A 3 000 m depth of burial (temperature of about 120°) was reached by the Jurassic shales in the late Sarmatian on the northern margin of the area, while only 20 km southwards (Pl. I—B), this depth was reached only in the Quaternary. Further south, the Malm-Cretaceous and Neogene sedimentary was too thin to secure a sufficient burial and the shales have remained immature.

Under these briefly sketched circumstances, the oil generation by the Middle Jurassic shales cannot be regarded but as a late Sarmatian process, while the oil expulsion down into reservoirs, the migration and accumulation as most likely late Pliocene processes.

Hydrocarbons generation in the framework thus sketched is also supported by data analysis in the light of the model drawn out by Lopatin (1976) regarding organic matter maturation in conformity with time and temperature (Fig.).



History of Middle Jurassic shales burial.

On several structures in the western part of the Moesian Platform, there are also some oil-bearing reservoirs of Triassic or even Paleozoic age. Generally, they are directly in contact or very close to the Jurassic sandstones or shales, the oil is of a paraffinic type, as the Dogger one, and these facts suggest a common origin. But even the oil comprised in the Triassic-



Paleozoic reservoirs would be generated by an older source-rock, the geological history of the area, however, shows that the generation and accumulation were possible only during the Neogene time.

— In the eastern half of the Moesian Platform, hydrocarbons generation and accumulation display aspects different from those in the western half and most of them are different even in its frame where the Dimbovița Valley separates a western area (Dimbovița to Vedea Valley) with larger and more numerous pools from an eastern one (Dimbovița-Danube) with few and small pools, particularly gas-bearing.

— West of the Dimbovița Valley the area between the Argeș and the Teleorman rivers is peculiarly productive, here being situated some of the largest oil pools in the Platform. The oil is comprised in the lowermost Sarmatian (productive in the entire area) in the Upper Albian (productive only on the western margin, where the facies is arenitic) and in the Lower Cretaceous (productive on only two major structural trends, one in the northern part of the area and another one in its southern part).

The oil is of semiparaffinic type in the pools between the Dimbovița and Argeș valleys and of non-paraffinic type west of the Argeș. (On some structures in this last surface both kinds of oil are encountered.).

The geothermal gradient is high ($4-5.5^{\circ}/100$ m), higher than in any other part of the platform.

— East of the Dimbovița Valley, hydrocarbon pools are few, small-sized and solely disposed on a few major structural trends. The same Lower Cretaceous and Neogene deposits are productive, at which, on some structures, the Senonian may be added. The Lower Cretaceous is usually oil-producing, while the Senonian and Neogene is predominantly gas-bearing. The Sarmatian and Meotian are, however, producing oil in the eastern end of the region.

The Cretaceous oil is semiparaffinous, while that of the Meotian is non-paraffinous. In the Sarmatian, both types can be encountered.

The geothermal gradient is low, from 1.5 to $3^{\circ}\text{C}/100$ m (Pl. I—A), lower than in any other part of the platform.

The investigation of the palyno content of the salt waters accompanying the oils in all pools throughout the eastern part of the Moesian Platform has shown that the respective waters include, besides palyno forms of the reservoir age, countless other older or younger forms, a fact which proves an active water circulation from one reservoir to the other (even hydrodynamic stages with specific features can be separated) and suggest that oils could circulate in a more or less similar manner.

In the whole eastern half of the Moesian Platform, the Middle Jurassic shales are lacking, the Triassic deposits predominantly develop in a continental facies and the oil source-rocks are still a problem, further burdened by the two types of oil comprised in pools. It has been, however, estimated that in this area, the hydrocarbon source-rocks could be situated only in the carbonate Malm-Cretaceous sedimentary and/or in the detrital Neogene one; some sequences from the Cretaceous and from the Badenian-Sarmatian are trustfully regarded from this point of view and their investigation is in progress. Irrespective of the results, the eastern half of the platform should be considered as an oleogenetic province, different from that in the west of the platform, where two source-rocks are involved.



The thickness of the whole Cretaceous sedimentary in the eastern half of the Moesian Platform widely varies, but does not exceed 500—700 m and in its framework mention should be made of an almost general gap in the Upper-Middle Aptian and/or other local ones (eastern end of the Platform) in the Hauterivian-Lower Aptian interval. It is equally to be noted that after the Senonian, the whole platform was long time uplifted and under these circumstances the Cretaceous sedimentary has remained immature even at the mentioned high geothermal gradient.

The sedimentation in the area resumed in the Upper Miocene (Badenian), went on practically continuously up to the Quaternary, a very thick sequence of Neogene deposits was laid down particularly on the northern margin of the Moesian Platform (Pl. I—C, —D) and especially in its north-eastern end. Under these conditions, the Cretaceous sedimentary, as well as most of the lowermost Neogene, could grow mature, thus generating various hydrocarbon types, depending on the nature of the organic matters, the burial depth and the geothermal gradient. Hydrocarbons expulsion into reservoirs, migration along them and accumulation in pools are processes taking place in the late Pliocene, when most traps on the northern platform margin, generated by the complex fracturing of the area while sinking also reached an ultimate form.

The pools distribution, related to the surfaces where the Cretaceous and Neogene sedimentary could grow mature, suggests that hydrocarbons migrated from north to south over greater distances than in the west of the Moesian Platform, a fact equally supported by the already mentioned active salt-water circulation.

Conclusions

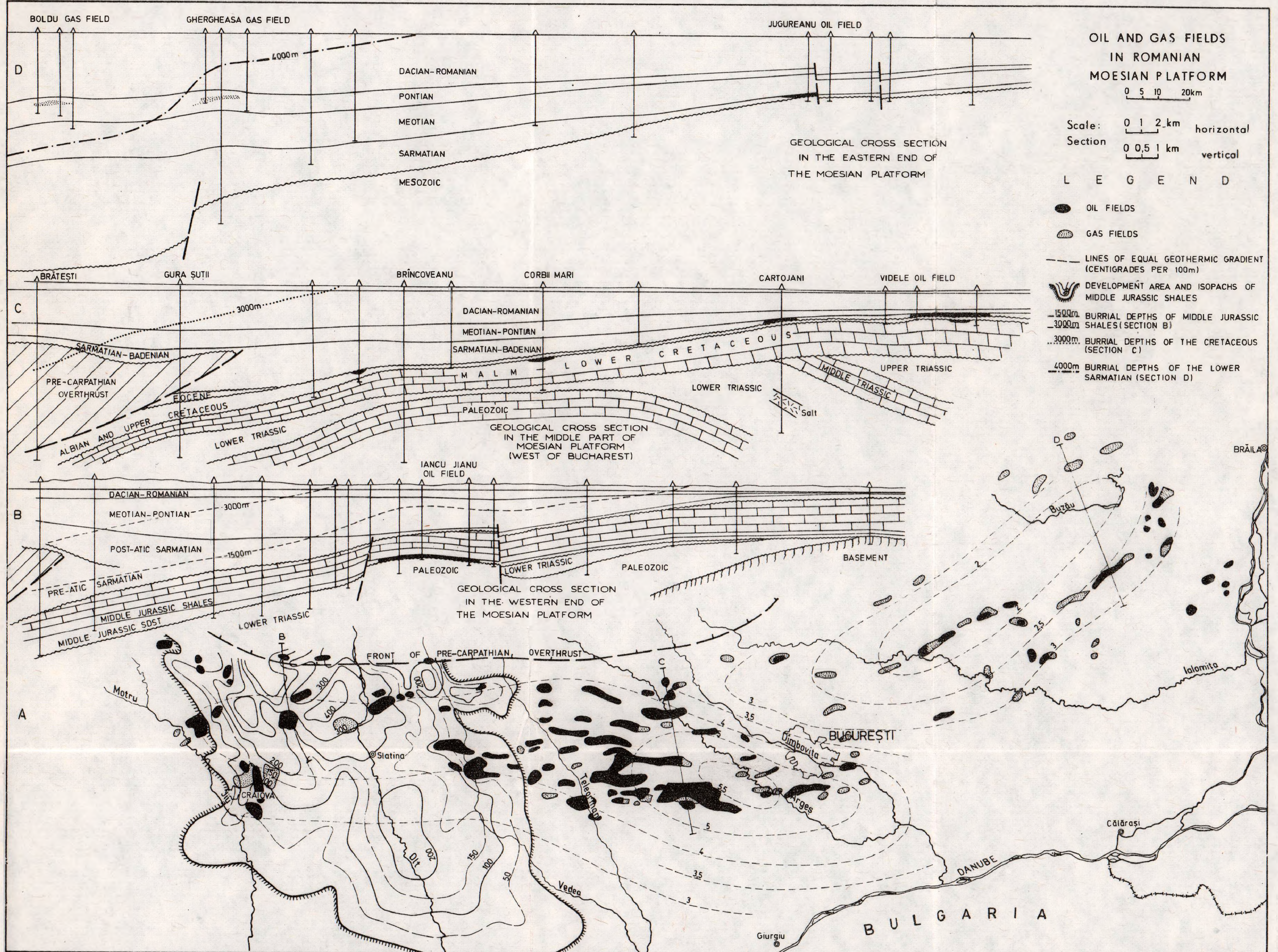
Oil pools on the Romanian territory of the Moesian Platform might be grouped into two clearly distinct oil-bearing and oleogenetic provinces: one in the western part of the Platform — where the hydrocarbons are prevailingly entrapped in the Toarcian-Aalenian reservoirs, while oil is generated by Middle Jurassic shales — and one in its eastern part — where the hydrocarbons are comprised in the Cretaceous, Sarmatian and Pliocene reservoirs, the oil being probably generated by the Cretaceous and/or Sarmatian sedimentary.

In both provinces, the source-rocks have reached their thermal maturity only in the Sarmato-Pliocene time and only on the northern platform margin, which during this time was involved in an active sinking movement, allowing for the accumulation of very thick deposits, often exceeding 5000 m.

The generated hydrocarbons, beginning with the uppermost Sarmatian, were expelled into the neighbouring, Mesozoic or Neozoic reservoirs, along which they migrated over greater or lesser distances and finally accumulated in the traps formed by the intensive sedimentary fracturing during the sinking movement.

REFERENCES

- Baltes N. (1978) Considerații palinologice privind geneza hidrocarburilor și unele roci sursă din România. *Rev. Mine, Petrol și Gaze*, 10, p. 476–485, București.
- Baltes N. (1979) Unele considerații palinologice privind migrația hidrocarburilor în Platforma moesică și Avantosa Carpatică. *Rev. Mine, Petrol și Gaze*, 3, p. 141–146 București.
- Lopatin N. V. (1976) Temperature and geological time as factor of carbonification. *Ac. Nauk. SSR Izv. Ser. Geol.*, 3, p. 95–106.
- Paraschiv D. (1979) Platforma moesică și zăcămintele ei de hidrocarburi. *Ed. Științifică*, București.
-



CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DE LA GÉOLOGIE DE L'AVANT-FOSSE DES CARPATHES ORIENTALES ENTRE LES VALLÉES DE SUCEAVA ET DE PUTNA (VRANCEA) ET SES PERSPECTIVES PÉTROLIFÈRES¹

PAR

CONSTANȚA STÂNCULESCU

L'avant-fosse péricarpathique développée sur le territoire de notre pays fait partie intégrante de l'avant-fosse alpine, qui, en Europe et en Asie, borde la chaîne alpino-carpatho-hymalayenne. L'avant-fosse des Carpathes orientales en Moldavie (l'unité, la dépression, la nappe péricarpathique, l'unité subcarpathique, la dépression moldave, „zone miocène” de la Moldavie) se trouve à l'est des unités du flysch carpathique et à l'ouest des unités de l'avant-pays (la plate-forme moldave, la dépression du Birlad et le promontoire nord-dobrogeen), composée de dépôts de molasse miocène, au-dessous desquels, par endroits, il y a dans le soubassement des dépôts de flysch paléogène.

Stratigraphie

Les dépôts qui forment l'avant-fosse péricarpathique, entre les vallées de Suceava et de Putna, appartiennent aux cycles de sédimentation paléogène, miocène et pliocène. Le Crétacé n'y est pas connu, on suppose seulement sa présence mais on ne l'a pas intercepté par les forages jusqu'aux profondeurs atteintes jusqu'à présent (maximum 5491 m).

1. Le Paléogène comprend des dépôts éocènes et oligocènes qui affleurent ça et là, ce qui constitue un trait caractéristique pour l'avant-fosse de la Moldavie. Les forages ont rencontré l'Oligocène sur le péricline septentrional de la structure Tescani et sur les structures Pietricia (Valea Mare) et Orășa, tandis que les puits l'ont intersecté au-dessous de 2500 m (Tescani) et bien plus bas à Orășa (4100 m). L'épaisseur réelle de l'Oligocène est d'environ 1000 m.

2. Le Miocène se développe sous le faciès de molasse à courts épisodes flyschoides. Il présente de grandes variations de faciès et d'épaisseur

¹ Note présentée au 12ème Congrès de l'Association Géologique Carpatho-Balkanique, 8-13 septembre 1981, Bucarest, Roumanie.

² Ministère du Pétrole, Roumanie.

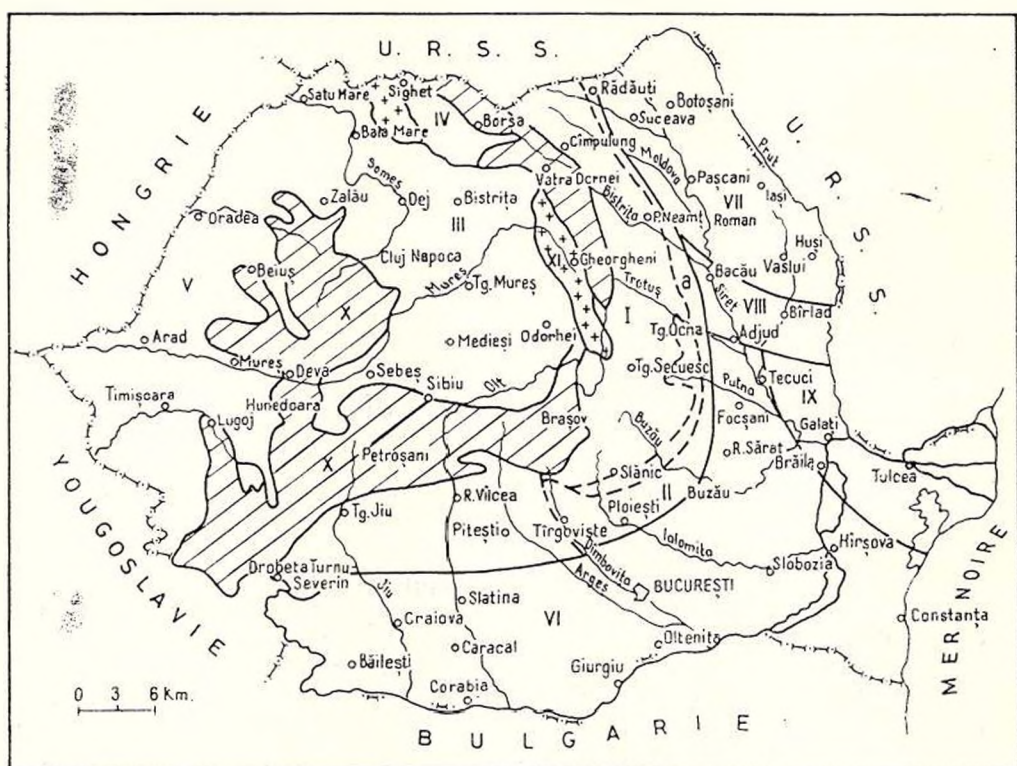


Fig. 1. — Division tectonique du territoire de la République Socialiste de Roumanie.

I, zone du flysch ; II, avant-fosse péricarpathique de la Dépression (Unité) péricarpathique ; a, zone investiguée comprise entre la vallée de Suceava et la vallée de Putna (Vrancea) ; III, dépression de la Transylvanie ; IV, dépression de Maramureș ; V, dépression pannonicienne ; VI, plate-forme moesienne ; VII, plate-forme moldave ; VIII, dépression du Birlad ; IX, promontoire nord-dobrogéen ; X, cristallin carpathique ; XI, éruptif.

et, comparé à la zone du flysch, est caractérisé par un pourcentage élevé d'éléments de schistes verts. Du point de vue microfaunique, le Miocène inférieur débute par l'apparition du genre *Globigerinoides* et finit par l'apparition du genre *Praeorbulina*. Palynologiquement il est défini par la zone PN_1 - PN_2 à *Tythodiscus* et *Crassosphaera*. Le Miocène est représenté dans la région investiguée par les étages : Eggenburgien („Burdigalien”) Ottnangien-Karpathien („Helvétien”), Badénien („Tortonien”), Sarmatien et Malvensien.

L'Eggenburgien („Burdigalien”) comprend les complexes lithologiques suivants : la formation salifère inférieure (300—2000 m), l'horizon des conglomérats aux éléments de schistes verts (les conglomérats de Pleșu, Almașu, Gircina, Pietricica, Bîrsești), qui au sud de la vallée de Trotuș, dans la partie orientale de la région, change de faciès et passe à un horizon argilitique noirâtre, partiellement bitumineux (1000 m).

L'Otnangien („Helvétien” pro-part) est représenté par deux horizons compréhensifs : „l'horizon rouge” et „l'horizon gris”.



— L'horizon rouge (les couches de Tescani, Măgurești, Borzești, l'horizon supra-conglomératique ou la molasse bariolée inférieure) se développe en continuité de sédimentation avec l'horizon conglomératique, étant délimité à la partie supérieure par le complexe du gypse de Perchiu. L'horizon rouge est surtout connu comme couches de Tescani (couches d'Antal). Son faciès est moins grossier et se compose de microconglomérats aux éléments de schistes verts, grès verts et roux, marnes rouges et vertes. Le rouge caractérise ces couches affleurant dans la zone axiale de plusieurs structures (Tescani, Cîmpeni, Prohozești, Tg. Trotuș etc.). L'épaisseur de ces couches dans les affleurements et les forages varie entre 600—1000 m.

Les couches de Tescani présentent des variations faciales; latéralement, vers l'ouest, les éléments de schistes verts y sont rares et on les a nommées (Mirăuță, 1960) „couches de Măgurești” (400—800 m d'épaisseur). Les couches de Măgurești présentent à leur base un grès feldspathique (épaisses d'environ 50 m) „le grès feldspathique de Căsoasa”. Vers le nord, les couches de Măgurești s'enrichit de nouveau en éléments de schistes verts, étant nommées „Miocène vert” (Athanasiu, 1943) ou couches de Borzești (Olteanu, 1958).

L'horizon superconglomératique (le grès de Moiaș, les couches de Topolița, Drăcești et Solca) se développe au-dessus des conglomérats de Pleșu-Almașu (Polonic, 1967), au nord de la vallée de Bistrița. On considère cet horizon comme synchrone aux couches de Tescani et, à notre avis, il représente le même niveau stratigraphique situé immédiatement au-dessus du complexe gypsifère de Perchiu.

— L'horizon gris (pro-part), souvent nommé „couches de Cîmpeni” (1000 — 2000 m), se trouve en continuité de sédimentation avec l'horizon rouge, comprenant à la base le complexe gypsifère de Perchiu et à la partie supérieure un paquet de marnes rouges („les couches de Valea Calului”) ou la molasse bariolée supérieure, qui modifie son aspect gris, monotone. L'horizon gris couvre la plus grande surface (environ deux tiers) du Miocène de l'avant-fosse péricarpathique. Dans les affleurements et les forages on a pu établir deux sous-divisions de l'horizon gris: le sous-horizon inférieur grés-marneux et le sous-horizon des gypses supérieurs (sabloneux.)

Le Karpathien (la partie terminale de l'„Helvétien supérieur”) est représenté par des couches à schistes calcaires bitumineux (500 — 1000 m) disposés sur les marnes rouges de Valea Calului. Ces couches achèvent les dépôts de l'horizon gris.

Le Badénien inférieur (Langhien, épais de 500 m) se compose de l'horizon des tufs dacitiques et des marnes à globigérines (épais d'environ 200 m) et contient à la base des grès blanchâtres-calcaires (le grès de Răchitașu). Le Langhien se caractérise par des associations microfauniques appartenant à deux zones: la zone à *Praeorbulina glomerosa* et la zone à *Orbulina suturalis*. Palynologiquement, la zone PN₃ à *Nematosphaeropsis* et *Svalbardella* définit le Badénien („Tortonien”).

Le Badénien supérieur (Kossovien) (épais d'environ 300—400 m) comprend, à partir de la base, le complexe de la brèche du sel (la formation salifère supérieure correspond, microfauniquement, à l'association à *Spiroplectaminina carinata*), l'horizon des schistes à radiolaires et l'horizon des marnes à ptéropodes („*Spiratella*”).

deasupra?



Au nord de la vallée du Trotuș, dans la colline de Clenciu, le Kossovien contient un horizon gréseux sableux à tuf dacitique et des calcaires à *Lithothamnium*, et une faune riche à : *Pecten* apl. *substriatus* d'Orb., *Arca barbata* L., *Ostrea*, *Turitella*, *Chlamys malvinæ* Dub., *Mohrensteria* sp., *Ervilia* sp., qui attestent l'âge kossovien. Le Badénien supérieur (Kossovien), au sud de la vallée du Trotuș, est représenté par les „couches de Haloș-Sărățel” composées de grès jaunâtres-blanchâtres, légèrement cimentés aux intercalations d'argiles à cristaux gypsifères, d'où l'on peut citer des formes de *Spiratella*.

Le Sarmatien (1 000 m) se développe au sud de la vallée de Trotuș et s'encadre dans la sous-zone „sarmato-pliocène”, à partir de l'est de la faille Cașin-Bisoca (en effet il y a aussi des dépôts badéniens dans cette sous-zone, couverts par le Sarmatien), où l'on peut distinguer deux horizons : l'un inférieur marneux et l'autre supérieur grés-conglomératique. Parfois, le Sarmatien traverse, vers l'ouest, la ligne Cașin-Bisoca, remplissant certains synclinaux.

Selon la faune contenue, il paraît qu'on peut y reconnaître le Volhynien et le Bessarabien. Le Volhynien contient une faune riche à : *Macra* aff. *eichwadi* Lask., *Tapes vitalianus* d'Orb., *Musculus sarmaticus* Gat., *Cardium vindobonense* Partsch, *Ervilia podolica* Eich., *Cerithium disjunctum* Sow. Le Bessarabien contient la faune typique à *Macra fabreana* d'Orb., *Cardium fittoni* d'Orb., etc.

Le Malvensien (Bessarabien inférieur Méotien), recouvrant le Bessarabien inférieur d'une manière concordante, contient à la base des horizons de marnes gris, de sables et de grès aux niveaux lumachelliques contenant une faune de Mactres : *Macra caspia* Eichw., *Macra bulgarica* Sim. et Barbu etc. Le Malvensien s'achève par de grès tuffitiques, d'argiles rougeâtres à intercalations de grès andésitiques contenant une faune d'eau fraîche, des unionides et des gastéropodes. L'épaisseur du Malvensien est d'environ 700 m.

3. Le Pliocène se compose du Pontien surtout marneux, le Dacien représenté par des sables à intercalations de marnes et d'argiles à charbons et le Romanien („Lévantin”) formé d'une série monotone d'argiles et de sables.

Tectonique

L'avant-fosse des Carpathes Orientales représente une dépression pré-montane à structure d'un synclinorium. Les données structurales obtenues grâce aux recherches géologiques et aux forages, prouvent que l'avant-fosse péricarpathique de la Moldavie est une unité structurale majeure, qui chevauche vers l'est par les unités de l'avant-pays carpathique, étant à son tour, chevauchée de l'ouest par les unités du flysch des Carpathes Orientales. Selon les données de forage et les prospections sismométriques, l'ampleur du charriage peut dépasser 30 km.

Dans le secteur septentrional, à partir de la vallée de Suceava jusqu'aux alentours de la vallée de Suha, l'avant-fosse péricarpathique devient particulièrement étroite, étant recouverte en partie par la nappe médio-marginale du flysch carpathique. Elle comprend des dépôts miocènes inférieurs jusqu'au Badénien y compris. Sur les sections sismomé-



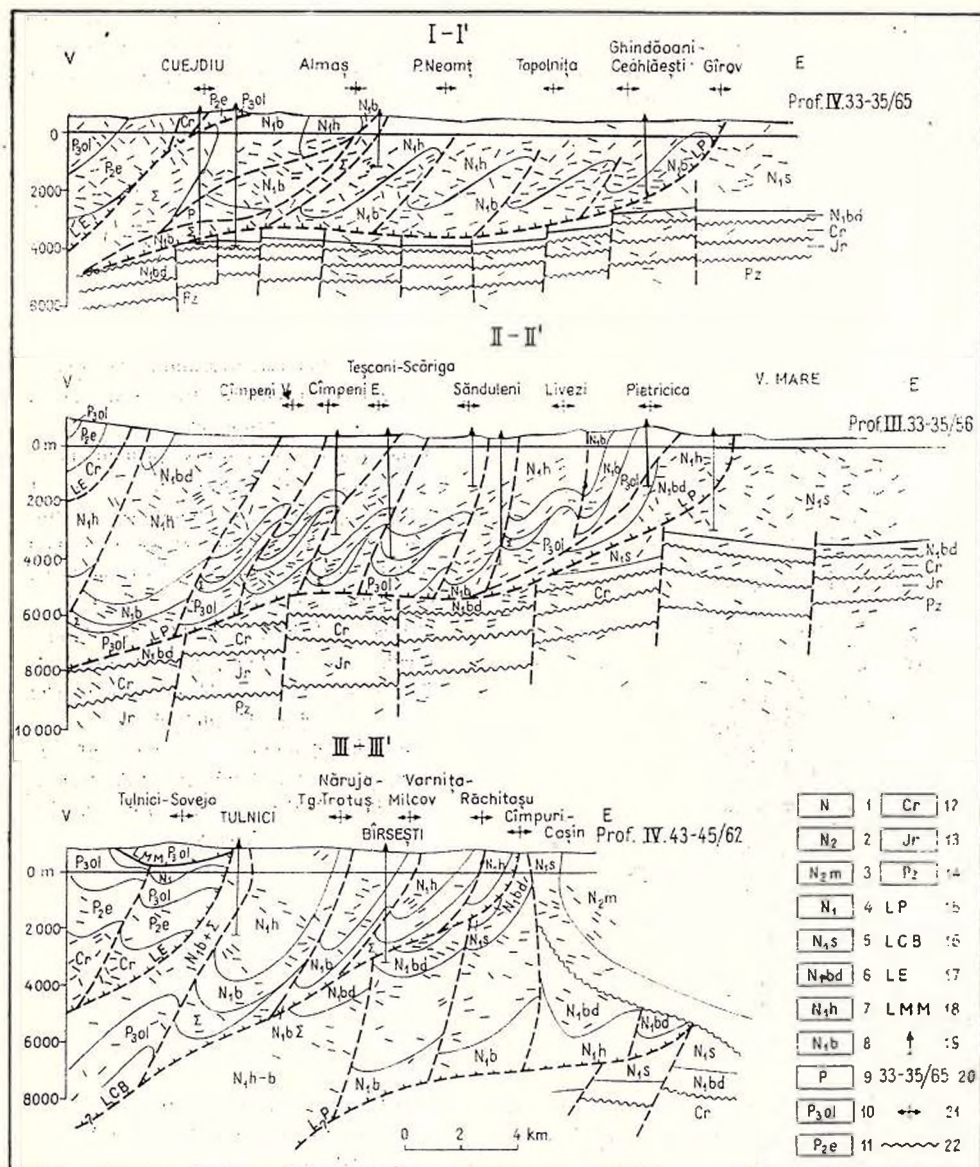


Fig. 2. — Sections sismo-géologiques transversales dans l'avant-fosse des Carpathes Orientales de la Moldavie.

1, Néogène; 2, Pliocène; 3, Méotien; 4, Miocène; 5, Sarmatien; 6, Badénien („Tortonien”); 7, Ottmannien-Karpatien („Helvétien”); 8, Eggenburgien („Burdigalien”) Σ = sel; 9, Paléogène; 10, Oligocène; 11, Eocène; 12, Crétacé; 13, Jurassique; 14, Paléozoïque; 15, ligne péricarpathique; 16, ligne Cașin-Bisoca; 17, ligne externe; 18, ligne médio-marginale; 19, puits; 20, profil sismique déterminé par la méthode (S.S.M.); 21, alignement structural au Miocène et Oligocène; 22, limite de transgression.

triques, l'avant-fosse, à cause de son expansion limitée, apparaît sous la forme de lames de rabotage. Dans ce secteur, l'élément structural dominant est le synclinal Cacica, composé de dépôts badéniens supérieurs (la Formation salifère supérieure).

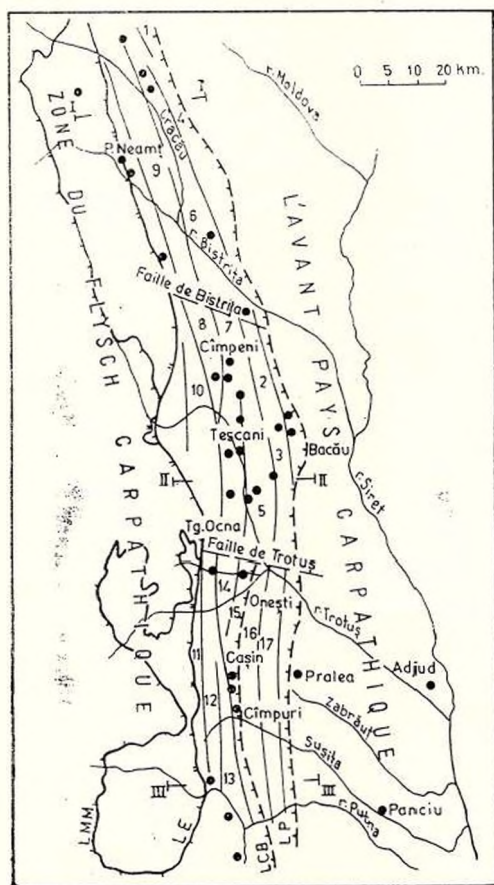


Fig. 3. — Esquisse tectonique de l'avant-fosse des Carpathes Orientales de la Moldavie.

Alignements structuraux principaux :

1, Pleșu ; 2, Pietricica ; 3, Livezi ; 4, Girov ; 5, Tescani ; 6, Topolnița ; 7, Cîmpeni Est ; 8, Cîmpeni Vest ; 9, Piatra Neamț ; 10, Ludași ; 11, Dragoslavele ; 12, Tulnici-Soveja ; 13, Năruja-Tg. Trotuș ; 14, Varnița-Milcov ; 15, Cîmpuri-Cășin ; 16, Răcăuți ; 17, Borzești-Rădeana ; ● Puits — — ; Trajet de la section sismogéologique.

Ligne de charriage : LP, ligne péricarpathique ; LCB, ligne de Cășin-Bisoca ; I.E, ligne externe ; LMM, ligne médio-marginale.

Vers le sud, l'avant-fosse des Carpathes Orientales s'élargit de plus en plus, arrivant jusqu'à 30 km sur la transversale de la ville de Bacău. La constitution géologique est plus complète dans ce secteur où il y a des dépôts miocènes (Eggenburgien-Badénien) et paléogènes les derniers développés dans le noyau des structures majeures (Pleșu, Pietricica) ou sous la forme d'une lame de rabotage à Ciorțea. Le trait tectonique particulier de l'avant-fosse dans ce secteur est la présence des plis-écailles, où les couches sont considérablement inclinés. Sur la marge orientale de l'avant-fosse, les structures majeures Pleșu et Pietricica se développent, formées de conglomérats à schistes verts. Entre le ruisseau de Neamț et la rivière de Bistrița, le plissement est intense, y affleurant des structures

amplement développées en longueur, approximativement orientées N—S, parallèles à la direction de plissement des Carpathes. Parmi ceux-ci on remarque les anticlinaux Ceahlăești-Ghindăoani, Topolnița, Grumăzești, Brădățelul, Girov, Dochia. Dans la zone Buhuși, à peu près parallèle à la vallée de Bistrița, la région investiguée est affectée par une faille transversale qui fait beaucoup descendre le compartiment méridional. Les éléments structuraux mis en évidence à la surface ont été, dans la plupart de cas, attestés par la prospection sismique et par les forages.

La structure détaillée de l'avant-fosse, au sud de la rivière de Bistrița, présente un plissement beaucoup plus compliqué, qui a mené à la formation des plis-écaillés, des anticlinaux faillés et compartimentés en blocs tectoniques et en failles longitudinales régionales. On peut distinguer toute une série de structures à peu près parallèles. De ces dernières on pourrait mentionner les anticlinaux : Ludaș (diapir à sel), Cîmpeni-ouest, Cîmpeni-est, Tescani-Scăriga, Sănduleni, Livezi et Pietricica.

Les forages ont montré que la structure de Cîmpeni se trouve dans une zone plus affaissée par rapport à la structure de Tescani. Les forages ont également confirmé l'existence de la faille transversale majeure Onești-Tg. Ocna (la faille du Trotuș), antérieurement prouvée par les prospections géophysiques.

Au sud de la rivière de Trotuș, à partir des critères d'ordre stratigraphique et tectonique, on peut déterminer une sous-zone miocène (la molasse miocène inférieure) qui définit le flanc occidental de l'avant-fosse à l'intérieur et une sous-zone „sarmato-pliocène ” à l'extérieur (son nom est impropre, car elle contient aussi des dépôts badéniens), la molasse supérieure qui forme le flanc oriental de l'avant-fosse. Le contact entre les deux zones s'établit le long de la faille Cașin-Bisoca par l'intermédiaire de laquelle la sous-zone miocène surmonte la sous-zone „sarmato-pliocène”. Les forages ont démontré le rôle important de la faille Cașin-Bisoca, un plan ample de charriage (environ 10 km), qui sépare deux unités tectoniques superposées verticalement, c'est-à-dire une digitation. À mentionner que cette digitation a été également mise en évidence au nord de la vallée de Trotuș dans la structure de Pietricica.

Au sud de la vallée de Trotuș, les plis du flanc interne (ouest) de l'avant-fosse forment quelques alignements structuraux, orientés environ N—S, tracés par les forages. On remarque, de l'ouest vers l'est, les alignements suivants : Dragoslavele, Tulnici-Soveja-Năruja-Tg. Trotuș, Varnița-Milcov, Răchitașu, Cîmpuri-Cașin. A la base du Miocène inférieur la formation salifère inférieure, grâce à sa plasticité, a joué le rôle d'un lubrifiant, facilitant le diapirisme et les charriages. Voilà pourquoi la tectonique des dépôts miocènes inférieurs est plus compliquée que les formations paléogènes du soubassement ; une désharmonie structurale se manifeste entre ces deux étages (Miocène-Oligocène), par suite du comportement différent des roches paléogènes, plus compétentes que celles miocènes.

Le flanc externe (le flanc oriental) de l'avant-fosse de la Moldavie est moins investigué par les forages, donc les données géologiques disponibles sont moins nombreuses. En examinant les profils sismiques, on constate une distribution plus paisible des éléments reflétants ; les inclinaisons sont plus petites vis-à-vis de celles du flanc occidental. Les forages ont mis en évidence la continuité des structures miocènes au sud de la rivière de



Trotuș, au-dessous des dépôts sarmato-pliocènes du sud. Cette situation infirmerait l'hypothèse sur l'identité entre la faille péricarpathique et la faille Cașin-Bisoca. La faille péricarpathique qui n'affleure pas à cause des dépôts pliocènes qui la recouvrent suit, probablement, un trajet différent de celui de la faille Cașin-Bisoca. Il y a des structures mieux individualisées, qui semblent se situer en continuité de celles traversées par les forages au nord de la vallée du Trotuș, comme : Răcăuți et Borzești-Rădeana.

Gisements et perspectives pétrolifères

On connaît quatre structures pétrolifères dans l'avant-fosse péricarpathique de Moldavie, dont seulement deux, Cîmpeni et Tescani sont exploitées au Miocène inférieur. Les deux autres, Cașin et Cîmpuri, contiennent des accumulations pétrolières à valeur limitée, cantonnées dans les dépôts sarmato-badéniens. Dans la structure de Tescani, sur le péricline nord, on fait également exploiter le gaz condensé oligocène de la sous-couche miocène.

Les perspectives pétrolifères de la région investiguée sont directement corrélées à la présence de l'Oligocène dans le soubassement du Miocène dans les alignements structuraux présentés ci-dessus.

On prévoit l'investigation concomitante du Miocène et de l'Oligocène par le même réseau de puits, le Miocène restant toujours un objectif de perspective.

BIBLIOGRAPHIE

- Airinei St. (1976) Anomalies gravimétriques régionales pouvant refléter des segments de plaques ou de microplaques de la lithosphère sur le territoire de la Roumanie. *Symp. Int., Split*.
- Baltes N. (1967) Microflora from Miocene salt-bearing formations of the pre-carpathian depression (Romania). *Rev. paleobotan., palynol.*, 2, 1-4, 183-194, 4 fig. 3 pl. București.
- Băncilă I. (1958) Geologia Carpaților Orientali. *Ed. Științifică*. 367, București.
- Biju-Duval B., Decourt I., Le Pichon X. (1977) From the Tethys Ocean to the Mediterranean Sea : a Plate Tectonic Model of the Evolution of the Western Alpine System. *XXV Congr. CIESM*, Paris.
- Cicha I., Senes I. (1968) Sur la position du Miocène de la Paratéthys centrale dans le cadre du Tertiaire de l'Europe. *Geol. Congr.*, 19 (1), p. 95-116, Bratislava.
- Dumitrescu I., Săndulescu M., Lăzărescu V., Mirăuță O., Pauliuc S., Georgescu C. (1962) Mémoire à la Carte tectonique de la Roumanie *An. Com. Geol.*, XXXII, 5-96, București.
- Joja T. (1952) Cîteva observații geologice în zona miocenă dintre capătul de SE al culmei Pleșu și Valea Cracăului. *D. S. Com. Geol.*, XXXIV, București.



- Mirăuță O. (1969) Stratigraphie et structure du Miocène Subcarpathique de la région de Moinești-Tazlău. *D. S. Com. St. Geol.*, LIV/3, 1966–67, București.
- Motaș I., Marinescu F., Popescu Gh. (1976) Essai sur le Néogène de Roumanie. *An. Inst. geol. geofiz.*, L, p. 127, București.
- Olteanu Fl. (1958) Date și concepții noi asupra Depresiunii pericarpatiche din Moldova. *Congr. Carpatho-Balc. I*, p. 118–156, 1960, Kiev.
- Polonic P., Polonic G. (1969) Miocenul subcarpatic dintre valea Sucevei și valea Cracăului. *D. S. Com. St. Geol.*, LII/3, București.
- Săndulescu M. (1962) Stratigrafia și tectonica Molasei miocene din regiunea Valea Mare-Berzunț-Onești. *D. S. Inst. geol.*, XLVI (1958–1959), București.
- (1980) Analyse géotectonique des chaînes alpines situées autour de la Mer Noire occidentale. *An. Inst. geol. geofiz.*, LVI, București.





ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ СКОПЛЕНИЙ УГЛЕВОДОДОВ В ПРЕДКАРПАТСКОМ ПРОГИБЕ ПОЛЬШИ ¹

Ю. ЧЕРНИЦКИЙ ², Е. ЯВОР ², П. КАРНКОВСКИЙ ², З. КОРАБ ²

Вступление

В южной части Польши, перед фронтом флишевого орогена Карпат находится неогеновый предгорный ров называемый Предкарпатским прогибом.

Этот прогиб является часть Центральной Паратетиды субпровинции неогена в Европе, включающей морские образования миоцена Австрии, Чехословакии, Польши, Западной Украины, Венгрии, Румынии, Северной Болгарии и Югославии (рис. 1).

Предкарпатский прогиб в пределах Польши, представляет собой наиболее выдвинутую на север центральную часть Паратетиды.

В нем развиты детритовые образования бадена и нижнего сармата.

В пределах Польши этот ров в виде серпа протягивается на расстояние почти в 380 км от границы с Чехословакией на западе и до границы с СССР на востоке (рис. 2).

Ширина этого рва составляет около 30 км в западной части, 60 км в средней и наибольшая почти 100 км в восточной.

Естественной геологической границей с юга являются Карпаты, а с севера прогиб граничит с различными геологическими единицами южной Польши. В очерченных таким образом границах, Предкарпатский прогиб занимает площадь почти 18 000 км². Зона распространения морских отложений миоцена наиболее сужена в районе Кракова, выходом отложений юры и триаса. Это сужение миоцена делит прогиб на два района — западный и восточный.

Предкарпатский прогиб выполнен отложениями автохтонного миоцена (M_4 и M_5), несогласно залегающими на различных образованиях от докембрия до мела (рис. 3 и 4).

¹ Работа была представлена на XII-ом Конгрессе Карпато-Балканской Геологической Ассоциации, 8—13 сентября 1982 г, Бухарест, Румыния.

² Zakład Opracowań Geologicznych Górnictwa Naftowego Geonaftha 00-921 Warszawa, Krucza 36, 0023107.



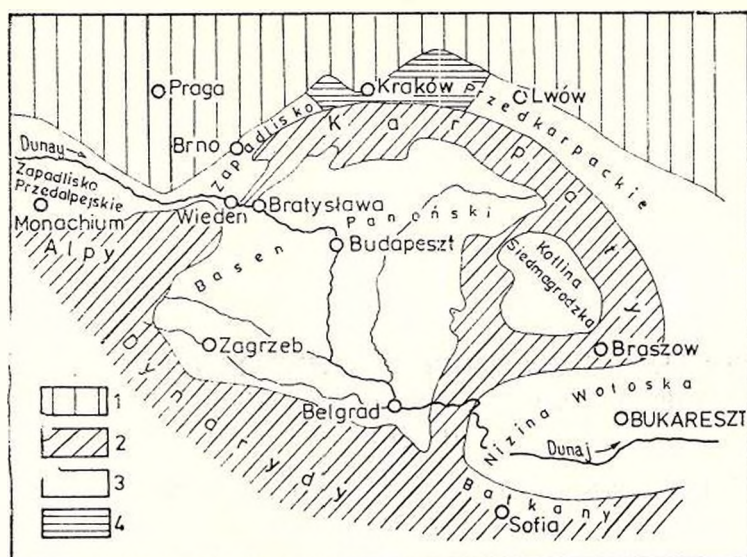


Рис. 1. — Предкарпатский прогиб в Польше на фоне Центральной Паратетиды.

1, северное предполье предгорных прогибов Альп и Карпат; 2, альпиды (Альпы, Карпаты, Балканы, Дунайские горы); 3, главные седиментационные бассейны; 4, Предкарпатский прогиб в Польше.

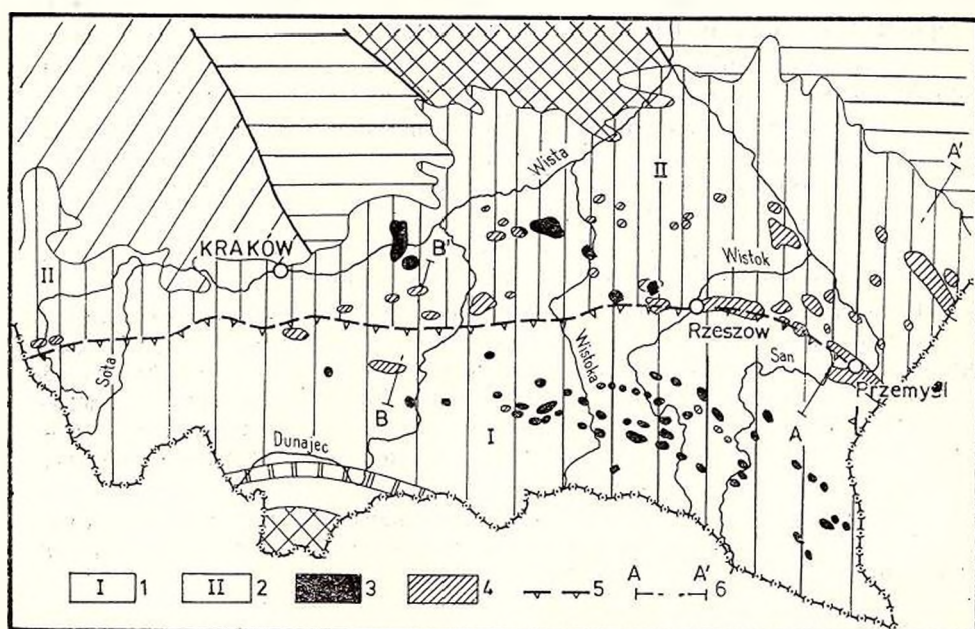


Рис. 2. — Размещение месторождений газа и нефти в южной Польше
1, внешние Карпаты; 2, Предгорье Карпат; 3, нефтяные месторождения; 4, газовые месторождения; 5, берег надвига Карпат; 6, линии геологических профилей.

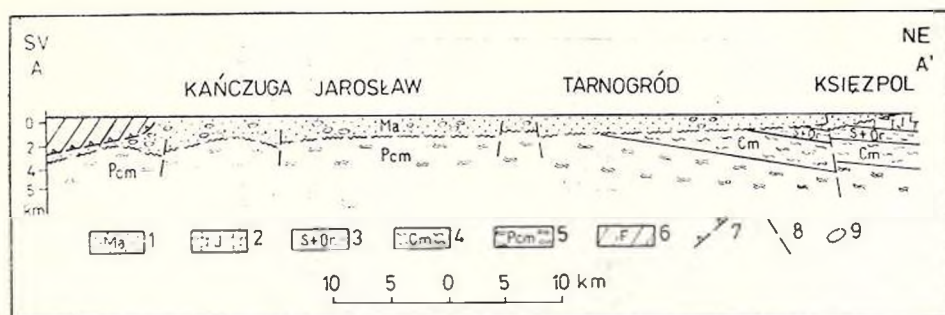


Рис. 3. — Поперечный схематический геологический разрез через восточную часть Предкарпатского прогиба (A—A').

1, автохтонный миоцен (M_4 и M_5) Предкарпатского прогиба; 2, юра; 3, силур-ордовик; 4, кембрий; 5, докембрий; 6, флишевые Карпаты; 7, пласевина надвига Карпат; 8. важнейшие дислокации; 9, зоны больших аккумуляций (месторождений) газа.

Поверхность основания миоцена сформировалась в результате длительных тектонических и эрозионных процессов. Образовались глубокие морфологические хребты и долины (продолины рек), оказавшие значительное влияние на развитие осадконакопления в миоцене. Мощность отложений миоцена различна и составляет от единиц до десятков метров в прибрежных западных и северных зонах и до 4500 м сопоставимой стратиграфической мощности в восточной части.

В геологическом строении Предкарпатского прогиба можно выделить пять главных структурных этажей:

- древнейший, представленный отложениями верхнего протерозоя, сформирован в период верхнепротерозойских тектонических движений, называемых также ассинтийскими или байкальскими;
- следующий, включающий образования от кембрия до силура, сформирован в период каледонского орогенеза;
- третий этаж, образованный в период варисцийских процессов, включает отложения девона и карбона;
- этаж, включающий образования цехштейна и мезозоя и замыкающий ларамийскую фазу складчатости, является четвертым;
- последний, пятый структурный этаж, образует позднегерцинские отложения, частично представленные типами пород альпийской складчатости в южной части прогиба (рис. 5).

В пределах Предкарпатского прогиба в отложениях автохтонного миоцена, открыто несколько десятков месторождений газа различных по размерам и запасам.

Краткая геологическая характеристика района

В геологическом строении Предкарпатского прогиба можно выделить четыре главных структурных элемента:

- фундамент эпигерцинской платформы;
- отложения автохтонного миоцена (M_4 и M_5);
- Карпаты флишевые;



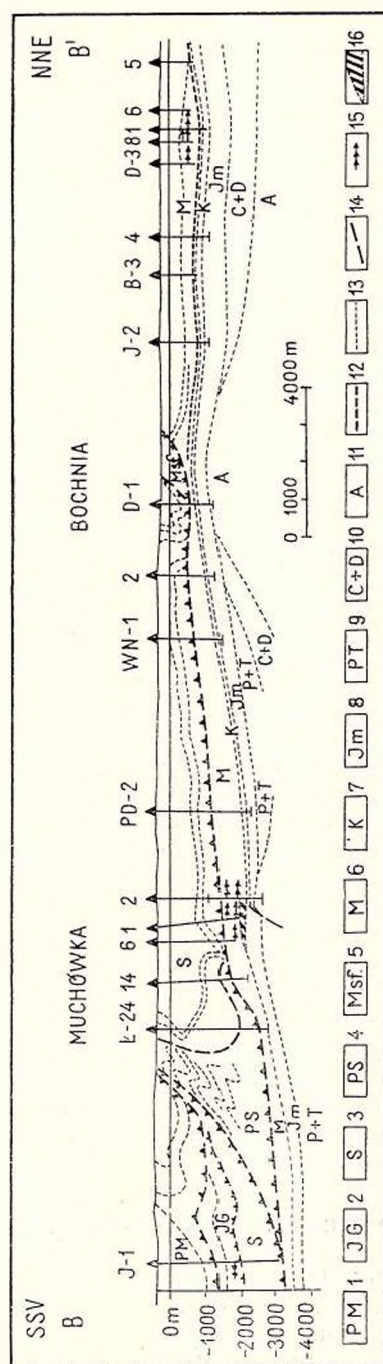
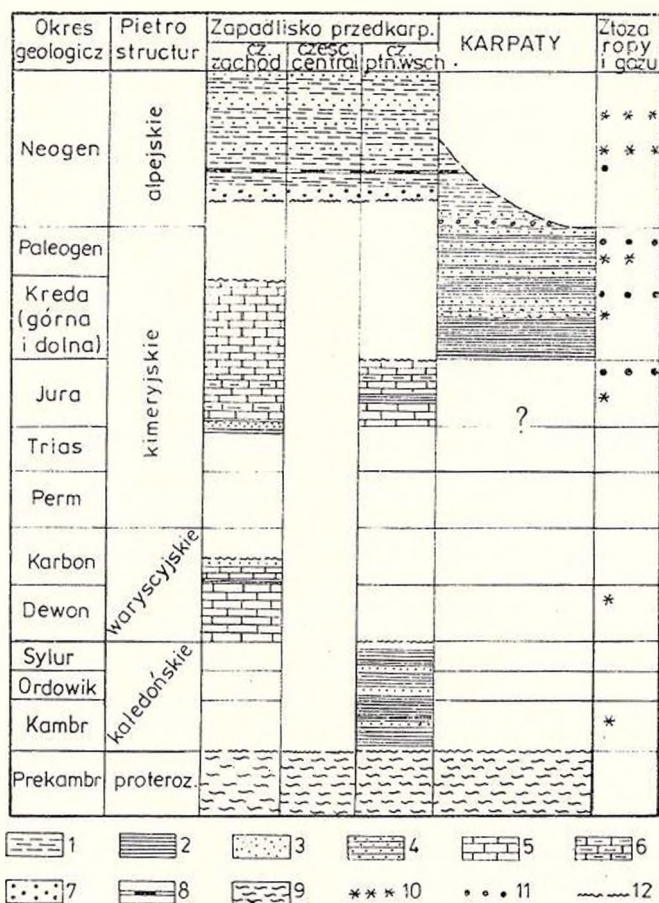


Рис. 4. — Поперечный схематический геологический разрез восточной части Предгорья (B—B').

1, магурская плаштина; 2, дукельско-грибовская плаштина; 3, шленская плаштина; 4, подиленская плаштина; 5, складчатый миоцен; 6, автохтонный миоцен; 7, верхний мел; 8, малым; 9, пермтриас; 10, нижний карбон девон; 11, докембрий; 12, горизонт эвапоритов (нижний баден); 13, корреляционные горизонты; 14, дислокации; 15, месторождения газа в миоцене; 16, месторождения газа в сеномане и мальме.

Рис. 5. — Размещение месторождений нефти и газа и нефтегазопроявлений в Предкарпатском прогибе в Польше. 1, глинистые сланцы; 2, сланцы; 3, песчаники дробнозернистые; 4, песчаники грубозернистые; 5, известняки; 6, мергели; 7, конгломераты; 8, эвапориты; 9, филитизованные сланцы; 10, месторождения (проявления) газа; 11, месторождения (проявления) нефти; 12, важнейшие дислокации.



— Стебницкая единица, которую образуют старшие отложения миоцена ($M_1 - M_4$), образовавшиеся в южной части бассейна, затем смятые в складки и перемещенные на север вместе с флишевыми тектоническими единицами Карпат.

Исходя из того, что стебницкая единица, выступающая в восточной части прогиба перед надвигом Карпат и под ними сильно разрушена, тектонически вмонтирована в Карпаты и имеет подобный с ними тип геологического строения, можно считать, что в Предкарпатском прогибе имеется три главных структурных комплекса.

В центральной части прогиба основание миоцена представлено отложениями докембрия (рифей).

В северо-восточной части (район Любачув-Ушковце-Тарногруд), а также в западной, начиная от Жешова, основание миоцена сложено образованиями кембрия, ордовика, силура, девона, карбона, триаса, юры и мела. В вертикальном разрезе отмечены большие эрозионные срезы и седиментационные брекши. Поверхность основания миоцена наклонена под флишевые Карпаты в южном и юго-восточном направлении.

Принимается в истории развития Предкарпатского прогиба существование двух седиментационных бассейнов, т.е. южного, где осаждались старшие образования миоцена, которыми сложена стебницкая единица, а также внешнего (северного) в котором образовались отложения автохтонного миоцена. Во внешнем бассейне седиментация началась в ополяне (M_4^1), а в некоторых его частях только в грабовяне (M_4^2) и даже в сармате (M_5), закончилась в нижнем сармате.

Надвиг флишевых образований на предполье прогиба, по данным бурения, составляет более 25 км, а по геофизическим материалам он значительно больше.

Более младших третичных отложений в пределах упомянутой территории не установлено. Отложения сармата перекрыты разнообразными четвертичными образованиями мощностью от 5 до 130 м.

Стратиграфия

Отложения автохтонного миоцена в западной части прогиба начинаются образованиями ополяна, называемого барановскими слоями и в восточной — скавинскими слоями. Снизу они сложены конгломератами, а выше аргиллитами и сланцами с богатой и многочисленной микрофауной, представленной *Candorbulina universa* J e d l. (= *Orbulina suturalis* B r o n.), *Globigerina bulloides* d' O r b. *Globigerinoides triloba* (R e u s s), *Cidicoides ungerianus* (d' O r b).

Мощность этих отложений различна и колеблется от нескольких метров до нескольких сотен метров в западной части прогиба.

Над барановскими слоями залегают хемогенные образования редко встречающиеся в разрезе автохтонного миоцена. Они представлены ангидритом, гипсом, каменной солью, серой, известняками, мергелями с прослоями сланцев. Мощность этих образований относительно всего разреза невелика и составляет от метров до нескольких десятков метров.

Серия надангидритовых образований представлена верхней частью богена (M_4^2), грабовяна (M_4^3) и сарматом (M_5), собственно его нижней частью.

Верхняя часть богена сложена глинисто-песчанистыми образованиями с фауной *Spiralis* и *Globigerina bulloides*. Мощность этих отложений в целом очень невелика и составляет от метров до нескольких десятков метров и только кое-где, как например в зоне Величка-Бохня-Тарнув превышает 100 м.

Выше выступает в целом монотонная, значительной мощности серия шлировых образований — сланцы, песчаники, алевролиты со споролическими включениями тонких пропластков конгломератов, представляющая верхний баден. В нижней части этой серии сразу над ангидритами выделяется радиоляриевый горизонт с массовым количеством радиолярий, а затем глобигериново-дендропфитовый горизонт с перемещенной карбонатной микрофауной и аглютинацией, содержащей многочисленные *Globigerina bulloides* d' O r b. и *Dendrophyra* sp. В нижней части преобладают глобигерины, а выше отмечается увеличение числа аглютинацийных представителей. Затем следует булимидный горизонт с массовым наличием формы *Bulimina insignis elongata* d' O r b., а также в меньшем



количестве *Bulimina insignis* Luczk., *B. longa* Vengl., *B. aculata* d'Orb., *B. gibba* Fornasini, *Bolivina dilatata* Reuss, *Quinqueloculina* sp. *Valvulineria friedbergi* Bieda.

Серия верхнего бадена в разных частях прогиба имеет различные мощности от десятков до сотен метров. В юго-восточной части, в районе Пшемысля, под надвигом Карпат мощность верхнего бадена значительно возрастает и превышает 1500 м.

Над баденом залегают отложения сармата, представленные песчаниками, глинистыми песчаниками, сланцами и аргиллитами, доходящих в восточной части до 2500 м.

В нижней части сармата выступает характерный микрофаунистический горизонт с *Anomalinoides dividens* Luczk., а в верхней части микрофауна с многочисленными представителями: *Elphidium hauerinum* (d'Orb.), *Elphidium articulatum* (d'Orb.), *Streblus beccari* (Lin.), *Pullenia miocenica* (Karrer), *Varidentella sarmatica* (Karrer).

Граница между баденом и сарматом в основном не вызывает сомнений, при отнесении аномалиноидосового горизонта (с массовым наличием *Anomalinoides dividens* Luczk.) и бедного поданамалиноидосового горизонта к сармату.

Характеристика газовых и нефтяных месторождений прогиба

Наличие газа в отложениях автохтонного миоцена явление широко распространенное.

Значительные скопления газа имеются только в некоторых частях Предкарпатского прогиба и приурочены они к определенным газоносным зонам. Одной из таких региональных зон является зона перед и под надвигом Карпат, протягивающаяся от границы ПНР—СССР через Пшемысль-Жешув-Дембицу-Тарнув и до границы Польши с ЧССР. Наличие залежей газа в пределах прогиба установлено от глубины 150 до 3300 м.

Месторождения газа пластового и многопластового типа, часто литологически ограниченные. Главным, что влияет на многопластовый характер месторождений, являются литологические изменения отложений, обуславливающие также их различные коллекторские свойства. Часто породы-коллекторы очень подобны до пород их экранирующих.

Песчаность газоносных горизонтов различна с той точки зрения, что коллекторами являются как песчаники, песчаники глинистые, алевролиты, так и сланцы. Песчаность колеблется в границах 7—65%, в среднем составляет 10—15%, пористость также различна (10—35%), часто бывает 13—18%, а в среднем около 15%.

Пластовые давления в газоносных горизонтах как правило нормальные, т.е. гидростатические или не намного (несколько атмосфер) ниже гидростатического.

В основании миоцена имеются месторождения газа и нефти. Коллекторами являются песчаники сеномана, а также известняки и доломиты мальма.

Скопления углеводородов связаны с морфологическими хребтами и поднятыми тектонически экранированными блоками.



Сверху экранами являются глинисто-мергелистые отложения верхнего мела и миоцена или только глинистые отложения миоцена.

Некоторые соображения по генезису и миграции газа в отложениях миоцена в Предкарпатском прогибе

Среди различных точек зрения, касающихся происхождения газа и образования газовых месторождений миоцена выделяются три основных:

— газ образовался в пределах миоценового бассейна, в отложениях миоцена и мигрировал на не очень большие расстояния, аккумулируясь в них;

— газ образовался в смежных районах, в отложениях различного возраста (карбон, девон, силур) и мигрировал в отложения миоценового бассейна. Главным направлением миграции является южная часть подложка Карпат.

— газ имеет неорганическое происхождение и по крупным разломам и дислокациям мигрировал в миоценовый бассейн, где был аккумулирован в отложениях бадена и сармата.

Преобладает однако точка зрения, что газ образовался в пределах миоценового бассейна, в отложениях миоцена и мигрировал на небольшие расстояния. Во всех месторождениях газ содержит большое количество метана и незначительное количество тяжелых углеводородов и азота. Содержание метана в отдельных месторождениях колеблется в пределах от 95,62 до 99,85% об., чаще всего составляет более 98%. Содержание этана от 0,1 до 1,42% об., в среднем 0,5—0,7%. Содержание тяжелых углеводородов (от $C_3 + \dots$) колеблется от 0,07 до 0,8% об., чаще 0,2—0,4% об.

В отложениях автохтонного миоцена установлено наличие четырех, принятых в нефтяной геологии, генетических типов пластовых вод, т.е. хлоркальциевого, хлормagneиевого, гидрокарбонатнонатриевого, сульфатонатриевого.

Дальнейшие перспективы поисков и возможности открытия новых месторождений газа

Несмотря на то, что за истекшие почти 30 лет в пределах Предкарпатского прогиба уже пробурено сотни скважин и миллионы метров, открыто десятки месторождений и газоносных горизонтов и дальше можно надеяться на открытие:

— месторождений газа уже известных типов и в условиях хорошо распознанных, а также между открытыми месторождениями;

— месторождений в зонах наличия потенциальных ловушек структурного и литологического типов;

— месторождений в ловушках структурно-фациального типа, т.е. в местах выклинивания отложений миоцена вокруг поднятий его основания. Предполагается, что в связи относительно слабым движением вод в этих зонах, ловушками могут быть даже слабо выпуклые формы, а роль экрана может выполнять пропласток с несколько меньшей проницаемостью. Кроме того наличия месторождений можно ожидать в более старших горизонтах автохтонного миоцена, простирающихся в южном



направлении под надвиг Карпат. На это указывает увеличение мощности нижней части верхнего бадена и значительное возрастание мощностей нижнего бадена со сменой их на более грубо кластические образования.

Большие перспективы дальнейших открытий месторождений газа связываются также с пониженными зонами (рыннами) в основании миоцена, где в пределах вышележащих отложений могут быть быстрые фациально-литологические изменения, благоприятные для сохранения залежей.

В пределах Предкарпатского прогиба Польши изучение геологических условий залегания и параметров газовых месторождений находится сейчас в фазе полного развития. Перспективы открытия новых месторождений газа, конденсата и нефти имеются как в отложениях миоцена, так и его основания.





НОВЫЕ НЕФТЕГАЗОПОИСКОВЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ В КАРПАТСКОЙ И ПРИЧЕРНОМОРСКО-КРЫМСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ПРОВИНЦИЯХ ¹

П. Ф. ШПАК ², А. М. ПАЛИЙ ², М. М. ИВАНЮТА ²
В. С. БУРОВ ², А. Д. САМАРСКИЙ ², В. И. ХНЫКИН ²

В нефтегазоносных районах запада и юга Украины поиски месторождений нефти и газа связывались с определенными стратиграфическими комплексами и тектоническими зонами (Глушко, Круглова 1977). В Предкарпатском прогибе это палеогеновые складки Бориславско-Покутской зоны и сарматские отложения Бильче-Волицкой зоны. В Каркинитско-Северо-Крымском и Индоло-Кубанском прогибах традиционными объектами поисков являются соответственно нижнемеловые, майкопские и неоген-палеогеновые отложения. Систематическое изучение глубинного строения недр позволило выявить новые направления поисков, развитие которых может привести к открытию значительных по запасам месторождений нефти и газа.

В Предкарпатском прогибе, в северо-западной части Бильче-Волицкой зоны, в полосе между региональными Городокским и Краковецким разломами перспективны юрские отложения, залегающие непосредственно под миоценом. Бурением установлено, что их мощность увеличивается к юго-западу. Верхний отдел, сложенный карбонатными породами вблизи Краковецкого разлома, достигает мощности более 1000 м. В полосе максимальных мощностей выделены массивы органогенных пород, представляющие собой крупные биогермы или рифы. К юго-западу они переходят в столь же мощную толщу глинистых известняков и мергелей, а к северо-востоку — в лагунные отложения (доломитизированные известняки и доломиты с прослоями ангидритов и пестроцветных терригенных пород). Промышленные скопления углеводородов в биогермах верхней юры возможны на участках развития в их кровле слабо проницаемых глинистых известняков, которые могут обусловить образование замкнутой ловушки.

Средний отдел юры представлен терригенными породами, также достигающими большой мощности. Нужно отметить, что ранее, в ряде

¹ Работа была представлена на XII-ом Конгрессе Карпато-Балканской Геологической Ассоциации, 8—13 сентября 1982 г., Бухарест, Румыния.

² СССР.



случаев, юрские отложения принимались за кембрийские, сходные с ними по литологическому составу. Новые глубокие параметрические скважины показали, что терригенная юра имеет местами мощность более 1500 м. Верхняя часть этой толщи представлена глинистыми отложениями кохановской свиты (бат-байос), а нижняя — медыничская свита (ааллен) — содержит пачка песчаников, перспективных для поисков в них залежей углеводородов. Распространение среднеюрских образований к юго-востоку ограничивается примерно районом г. Стрый. На большей части территории Бильче-Волицкой зоны развиты только отложения верхнего отдела.

Как перспективный район рассматривается и юго-восточная часть Бильче-Волицкой зоны, перекрытая надвигом Покутско-Буковинских складок. Под ними местами, в виде тектонических линз, развиты пестроцветные и соленосные отложения нижнего миоцена, представляющие Самборский покров. Автохтон сложен баденскими песчано-глинистыми и хемогенными образованиями, толщей эоценовых песчаников, меловыми и юрскими породами. Сейсмическими работами под тектоническими покровами выявлен ряд брахиантиклиналей и блоков, представляющих интерес для поисковых работ. Основными перспективными горизонтами являются эоценовые песчаники, мощностью до нескольких десятков метров, а также верхнеюрские известняки, залегающие под пестроцветными нижнемеловыми глинистыми породами. В эоценовых песчаниках наблюдались газопроявления в параметрической скважине Сергии-1, пробуренной в 15 км к юго-западу от края надвига и вскрывшей автохтон на глубине около 5 тыс. м.

Во Флишевых Карпатах перспективна их внешняя часть — Скибовая и Кросненская зоны. В Центральной части Скибовой зоны, между долинами Стрыя и Чечвы, нижнемеловая толща образует довольно крупные антиклинальные структуры с пологими юго-западными крыльями, благоприятные для образования значительных залежей углеводородов. Параметрические скважины (Луги-1, Шевченко-1) свидетельствуют о развитии значительных мощностей песчаников, залегающих среди толщ черных аргиллитов. Песчаники сохраняют здесь удовлетворительные коллекторские свойства до глубин 6—7 тыс. м и с ними были связаны нефтегазопроявления. Другим перспективным направлением работ в Карпатах являются поиски залежей углеводородов в палеогене Кросненской зоны.

Две параметрические скважины, пробуренные в ее северо-западной части (Борыня-1 — 4870 м; Борыня-2 — 5230 м) подтвердили развитие на пологих 25°—40° структур, ранее намеченных сейсмическими работами, под верхними круто, почти вертикально стоящими, чешуями, что, возможно, является следствием дигармоничной складчатости. К низам олигоцена приурочены газонасыщенные пласты. В скважине Борыня-1 из этой части разреза был получен кратковременный аварийный фонтан газа с конденсатом. Несомненный интерес представляют и более нижние горизонты палеогена, особенно эоценовые отложения, могущие содержать мощные горизонты массивных песчаников.

Заслуживает изучения и юго-восточная часть Кросненской зоны, перекрытая Черногорским покровом. Пологая поверхность надвигания



последнего, многочисленные нефтегазопроявления и благоприятный литологический разрез позволяют считать этот район одним из наиболее перспективных в Карпатах.

К Карпатской нефтегазоносной провинции примыкает обширная территория Волино-Подолни, которая уже давно рассматривалась как перспективная область для поисков залежей углеводородов. Изучение ее глубинного строения с помощью ряда параметрических скважин и геофизическими методами позволило выделить здесь несколько различно построенных зон. Основными тектоническими единицами являются западный склон Украинского щита и Львовский палеозойский прогиб. В прогибе выделяется восточный борт, центральная часть и западная — Нестеровский антиклинорий, отличающаяся развитием четко выраженных линейных складок. Мощность осадочного чехла достигает 7—8 тыс. м. Возраст выходящих отложений охватывает интервал от позднего протерозоя до среднего карбона включительно. По современным представлениям с точки зрения поисков залежей нефти и газа наибольший интерес представляет восточный борт прогиба, точнее его северный участок, характеризующийся развитием наилучших пород-коллекторов в различных горизонтах геологического разреза. Менее перспективны юго-восточная и центральная части прогиба, где происходит заметное ухудшение емкостных свойств коллекторов. Южнее регионального Владимир-Волинского разлома на восточном борту Львовского палеозойского прогиба выявлено несколько валобразных поднятий субширотного простирания, объединяющих отдельные брахантиклинальные структуры. На Локачинском вале на одном из локальных поднятий открыто первое в этом регионе промышленное газовое месторождение. Газовые залежи связаны с отложениями среднего девона (людуцанская, пелчинская, струтыньская свиты) и с верхней частью нижнего девона. В этом же районе выявлены силурийские органогенные образования типа барьерного рифа, сложенные каверибозыми доломитизированными известняками с признаками нефтенасыщения. Положительно оцениваются также кембрийские отложения, содержащие пакки хорошо проницаемых песчаников с открытой пористостью до 20%.

Перспективы нефтегазоносности северо-западного Причерноморья связываются с круиной краевой системой, развившейся в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы с Добруджинской геосинклинальной областью. Наиболее прогнутая ее часть, выполненная мощной толщей верхнепротерозойских, палеозойских и мезозойских отложений, названа Преддобруджским прогибом I.

В длительной и сложной истории развития Преддобруджского прогиба выделяется два интервала, характеризующихся повышенным накоплением карбонатных образований (оксфорд-нижний киммеридж и силур-нижний девон), в разрезе которых развиты органогенные породы, представляющие практический интерес с точки зрения поисков залежей углеводородов. (Б о г а е ц, и др., 1977; Г р и г о р ь е в а и др., 1979; С л ю с а р, 1971) .

Алуатско-Кишиневский ископаемый барьерный риф оксфорда-нижнего киммериджа протягивается другой шириной 4—10 км с северо-запада на юго-восток почти через весь Преддобруджский прогиб. Он сформировался по краю мелководного шельфа пологого склона Восточно-Евро-



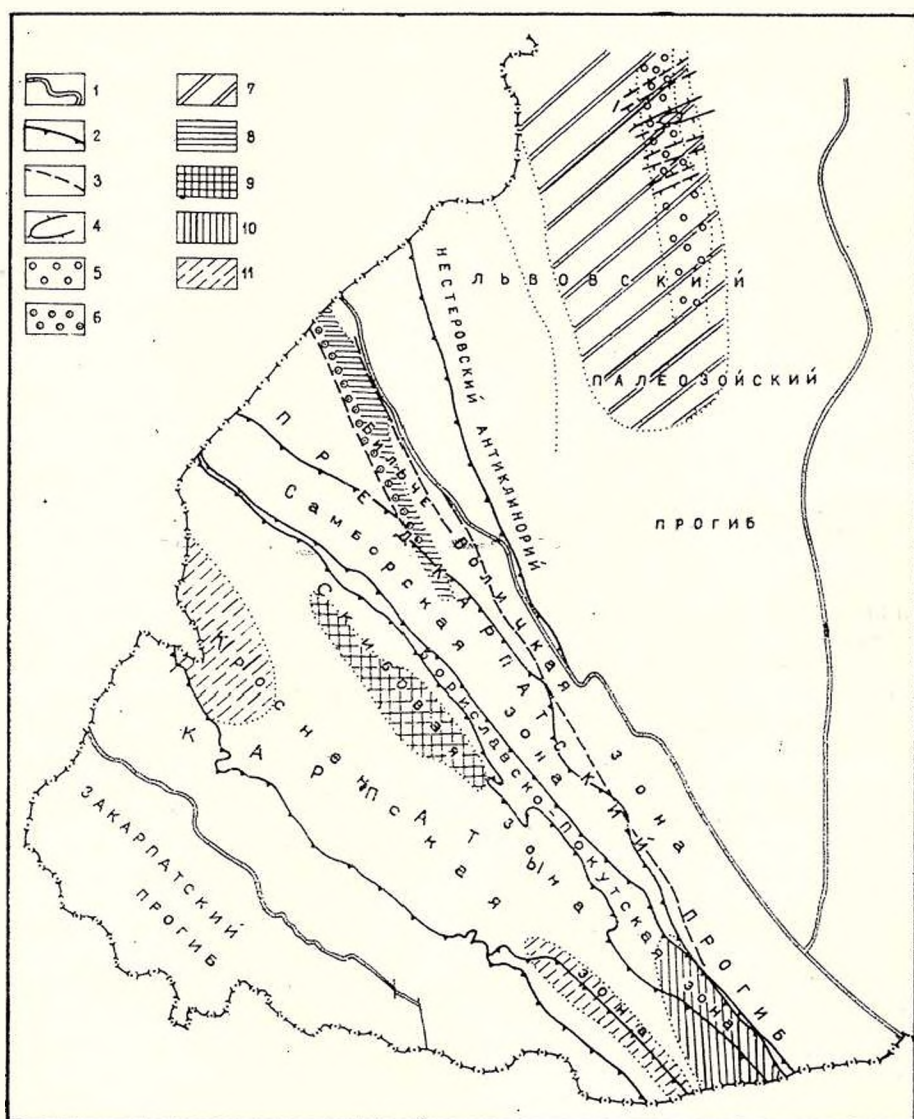


Рис. 1. — Схема перспективных объектов поисково-разведочных работ на нефть и газ в Карпатской провинции и Волыно-Подольской области.

1, границы регионов; 2, надвиги; 3, региональные разломы; 4, перспективные локальные структуры, участки распространения рифовых образований; 5, в силуре; 6, в верхней юре; районы, перспективные для поисков: 7, в палеозое (девон, силур, кембрий); 8, в юре; 9, в нижнем мелу (Скибовая зона); 10, в палеогеновых и мезозойских отложениях (под лавдвигом Покутско-Буковинских складов); 11, в палеогене Кросненской зонах.



пейской платформы. Водорослево-мшанково-коралловые постройки, достигающие мощности 400 м к югу и юго-западу замещаются маломощной пачкой глубоководных коричневых глин, сменяющихся выше по разрезу мощной компенсационной толщей (до 700 м) песчано-глинистых пород. Севернее и северо-восточнее Алуатско-Кикийской зоны рифогенные отложения резко замещаются маломощной (15—40 м) толщей хемогенных и органогенно-детритовых известняков мелкого шельфового моря 7.

Киммеридж-титонские отложения, перекрывающие рифы, представляют типичный регрессивный комплекс. На большей части Преддобруджского прогиба он представлен карбонатно-глинисто-хемогенной толщей мощностью до 800 м, являющейся надежной покрывкой.

Органогенные и органогенно-обломочные известняки, с которыми связываются перспективы, характеризуются хорошими емкостными свойствами.

Перспективы нефтегазоносности зоны развития рифов следует связывать только с юго-восточной ее частью. На западе, где экранирующая толща размыта и оксфордские известняки перекрываются мелом и палеогеном, они обводнены.

Общегеологической предпосылкой для поисков рифогенных образований в среднепалеозойских отложениях является широкое развитие рифов в протяженной полосе сочленения Восточно-Европейской платформы с ограничивающими ее палеозойскими геосинклиналями. Они установлены на севере в силурийских отложениях Прибалтийской синеклизы, на западе — в пределах Львовского палеозойского прогиба и на юго-западе — в хорошо изученных разрезах среднего Приднестровья.

На северном борту Преддобруджского прогиба силур, в составе лудлова-венлока и, местами, лландовера, представлен мелководными карбонатными отложениями. Их мощность достигает 200 м и к юго-западу резко увеличивается. К югу от этой зоны одновозрастные отложения представлены типично морской относительно глубоководной монотонной карбонатно-глинистой толщей. Такие изменения в распределении фаций и мощностей могут указывать на вероятность развития рифогенных образований в этом районе, что подтверждается предварительными сейсмическими исследованиями в пределах Вишневецко-Ферапонтьевской зоны структурных осложнений.

На большей части территории Западного Причерноморья нижнедевонские отложения представлены темными обычно известковистыми аргиллитами с прослоями органогенно-детритовых известняков, мергелей, алевролитов и песчаников. В юго-восточной части Преддобруджского прогиба (скв. Лиманская-1 и Морская-1) вскрыты преимущественно карбонатные отложения раннего девона.

Анализ мощностей и литологического состава пород среднего палеозоя, среди которых установлены органогенные известняки, позволяет локализовать участки возможного рифообразования (Б о г а е ц и др., 1977; Г р и г о р ь е в а и др., 1979).

Первый из них — это присводовая часть и склоны Лиманской зоны поднятий, протягивающейся субшироко между Тузловской, Фурмано-



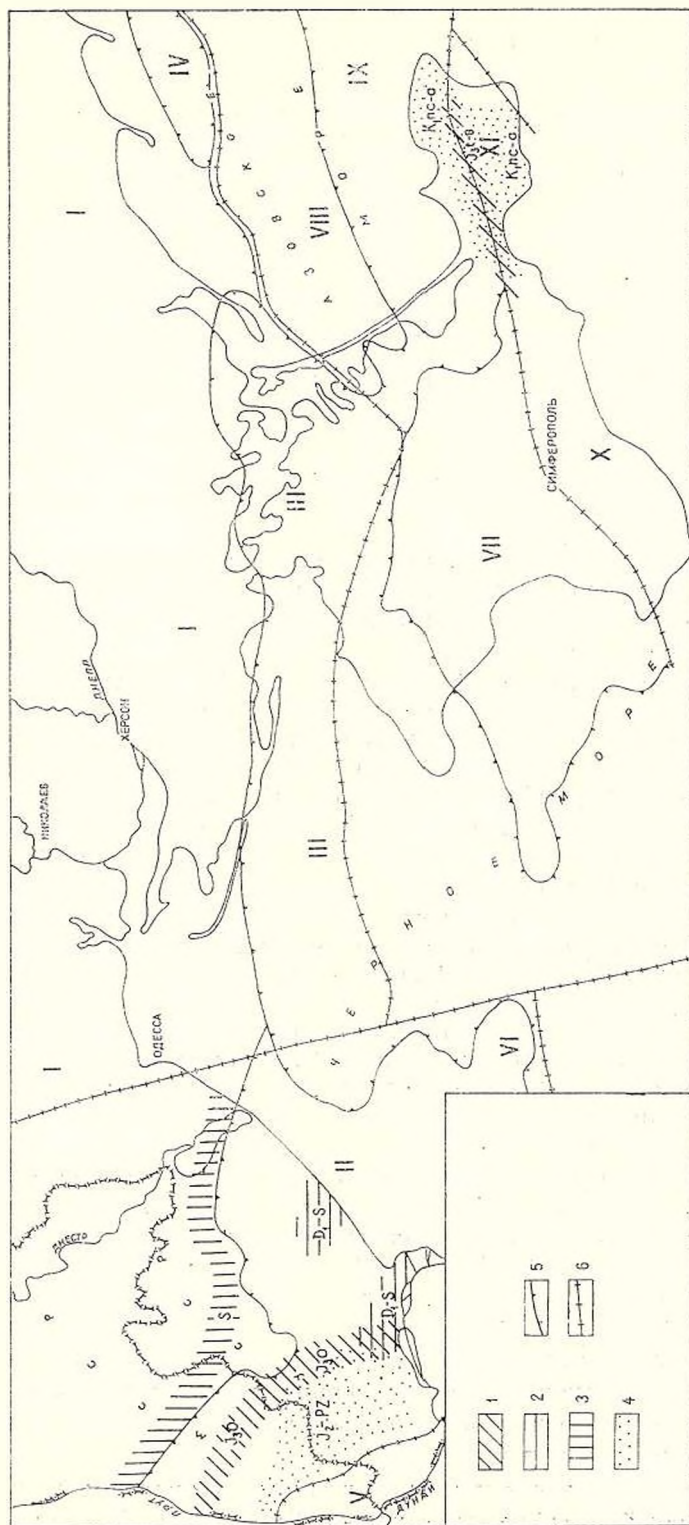


Рис. 2. — Схема перспективных объектов Причерноморско-Крымской нефтегазоносной провинции.

Зоны предполагаемого развития: рифовых тел в толщах пород 1, позднерусского возраста; 2, раннедевонского и силурийского возраста; 3, силурийского возраста и карбонатно-терригенных комплексов; 4, палеозойского-среднеюрского (Западное Причерноморье) и неомел-аптического (Керченский полуостров) возрастов. Границы: 5, основных структурных элементов; 6, разделяющие надпорядковые и крупнейшие тектонические элементы.

Тектонические элементы: I, южный склон Украинского кристаллического массива; II, Преддобруджский прогиб; III, Каркинитско-Северокрымский прогиб; IV, Северозавонский прогиб; V, Нижнепрутское поднятие; VI, Килийско-Змеинное поднятие; VII, центральнокрымский свод; VIII, среднecрымский метавал; IX, Индоло-Кубанский прогиб; X, метатерраинорий Горного Крыма; XI, восточное погружение Горного Крыма

вской, Приморской депрессиями в ЮВ части Преддобруджеского прогиба. Эта зона весьма четко рисуется в мощностях отложений раннего девона.

Второй — Суворовско-Змеиное поднятие, которое простирается от низовьев Дуная в акваторию Черного моря до о. Змеиного. Эта структура в силуре и раннем девоне являлась пограничной между областью геосинклинального осадконакопления в районе герцинской Добруджи и пригеосинклинальным прогибом, сформировавшимся на краю пролегающей платформы. Она устойчиво следует в мощностях силура и девона и частично подтверждена бурением (скв. Суворовская-4).

В Западном Причерноморье перспективы обнаружения залежей связываются также со средней юрой и подстилающими ее карбонатно-терригенными отложениями палеозоя-триаса. Среднеюрская толща трансгрессивно залегает на палеозойских-триасовых образованиях и в структурном отношении выполняет крупную синклиналь северозападного простирания. Она в основном сложена морскими песчаноглинистыми породами с редкими прослоями карбонатов. Песчаники и алевролиты приурочены преимущественно к нижней части разреза (Б о г а е ц и др., 1977; С л ю с а р, 1971).

Эти комплексы перспективны в центральной и южной частях прогиба. В приосевой зоне и на ЮВ борту среднеюрские образования характеризуются исключительно благоприятным сочетанием коллекторов и покрышек. В их разрезе внутри глинистой толщи прослеживается до пяти песчано-алевролитовых пачек общей мощностью до 250 м. Наиболее выдержанной по площади пачкой гранулярных коллекторов являются базальные слои. Их мощность в общем увеличивается к центру юрского прогиба. В связи с этим выявленные здесь локальные поднятия представляют первоочередные объекты поисковых работ в возрастном диапазоне средней юры, триас-палеозой.

Новым перспективным направлением нефтегазопоисковых работ является изучение органогенных построек поздней юры на восточном погружении мегантиклинория Горного Крыма в пределах Керченского полуострова (Д о б р о в о л ь с к а я и др., 1978; П о л у х т о в и ч и др., 1980). Здесь намечается барьерный риф, сформировавшийся в титоне-берриасе в зоне сочленения Восточно-Крымского синклинория с прилегающей с севера Скифской платформой. Он протягивается в виде прерывистой полосы от плато Караби-Яйлы через массив Агармыш, Гончаровскую и Видненскую площади к востоку вдоль северного склона Керченского вала. Рифовое тело мощностью около 400 м вскрыто Видненской скважиной. Севернее рифа, на Тамбовской площади, выделяются зарифовые отложения, южнее — карбонатно-фангоидный предрифовый комплекс. Анализ материалов по восточному Крыму позволяет прогнозировать зону барьерного или берегового рифа через всю среднюю часть Керченского полуострова. Южнее, в пределах Юго-Западной равнины, ожидается развитие более древних келловей-оксфордских геосинклинальных рифогенных массивов, однотипных с синхронными образованиями Туакского антиклинория и Судаковского синклинория Горного Крыма. В отличие от последнего, ожидается, что на Керченском полуострове они надежно изолированы верхнемезозойской толщей.



В результате анализа мощностей и характера складчатости структурных комплексов осадочного разреза все более укрепляется точка зрения, что на протяжении раннемелового-эоценового времени в пределах Керченско-Таманской зоны и прилегающих акваторий происходило формирование геосинклинальных прогибов, выполненных нижнемеловой терригенной и верхнемеловой-эоценовой карбонатно-флишовой формациями. Северный прогиб, представляющий западное продолжение Абино-Гунайского трога, замкнулся в районе Акмонайского перешейка. Геосинклинальное прогибание к западу от Кавказа сменялось субгеосинклинальным режимом с накоплением терригенных и карбонатных отложений. Развитие отложений близких к геосинклинальным в нижнем мелу позволяет ожидать здесь широкого распространения обломочных пород. Как коллекторы наибольший интерес представляют образования неокома и апта (Богаец и др., 1977; Полухтович и др., 1980). О широком развитии песчано-алевролитовых образований свидетельствуют нижнемеловые разрезы в сменных районах Северо-Западного Кавказа, где породы-коллекторы преимущественно гранулярного типа приурочены к низам альба-апту, готериву, валанжину. Мощность отдельных пачек и горизонтов колеблется в пределах от 20 до 300 м. Терригенный характер разреза на Керченском полуострове также подтверждается данными бурения Марьевской и Мошкаревской скважин. О наличии здесь залежей углеводородов в нижнемеловых отложениях свидетельствуют притоки газа на Марьевской площади. На Северо-Западном Кавказе практическая ценность нижнемеловых отложений подтверждена открытием газовых и нефтяных залежей.

Приведенные данные позволяют высоко оценивать перспективы разновозрастных комплексов в рассмотренных районах и связывать определенные надежды на открытие новых месторождений углеводородов в Карпатской и Причерноморско-Крымской нефтегазоносных провинциях.

ЛИТЕРАТУРА

- Богаец А. Т., Палпский Р. В., Полухтович Б. М., Сафаров Э. И. (1977). Этапы развития и элементы структуры Преддубровинской краевой системы. *Сов. геол.*, 2, м.
- Глушко В. В., Клиточенко И. Ф., Крамаренко В. Н., Максимов С. П., Чирвинская М. В. (1963) Геология нефтяных и газовых месторождений Украинский ССР. *Гостомтехиздат*, М.
- Григорьева В. А., Гуревич К. Я., Полухтович Б. М. (1979). О возможном наличии рифов в силурийских и нижнедевонских отложениях Западного Причерноморья. *Геол. геохим. гор. ископ.*, 53, *Наукова думка*, Киев.
- Добровольская Т. И., Родинонова Т. В., Сальман Т. Г. и др. (1978) Нефтегазоносность карбонатных комплексов Средиземноморского



пояса и возможность поисков залежей нефти и газа в рифогенных образованиях Крыма. В кн.: Геология и нефтегазоносность рифовых комплексов юга СССР, тр. ВНИГНИ, 210, М.

- (1977) Обоснование направлений поисков нефти и газа в глубокозалегающих горизонтах Украинских Карпат. *Наукова думка*, Коллектив авторов под редакцией В. В. Глушко, С. С. Круглова, Киев.

Полухтович Б. М., Самарский А. Д., Попадюк И. В., Хныкин В. И., Регуш Л. М. (1980) Особенности геологического строения и перспективы нефтегазоносности верхнеюрских-неокомских отложений Керченского полуострова. *Геология нефти и газа*, 10.

Слюсар Б. С. (1971) Юрские отложения северо-западного Причерноморья. *Штиинца*, Кишинев.

134852



1. În urma studiilor efectuate în cadrul
 proiectului de cercetare privind
 caracteristicile fizico-chimice ale
 rocilor din zona de studiu, s-a constatat
 că acestea prezintă o serie de
 particularități care influențează
 comportamentul lor în condiții
 de solicitare mecanică. Astfel, s-a
 observat că rocile au o rezistență
 ridicată la compresiune, dar o rezistență
 scăzută la tracțiune și la forfecare.
 Aceste caracteristici sunt determinate
 de structura mineralogică și de
 procesele de alterare care au avut
 loc în timpul evoluției geologice.
 În urma analizei rezultatelor
 obținute, s-a constatat că rocile
 prezintă o comportare fragilă în
 condiții de solicitare mecanică, ceea
 ce poate avea implicații semnificative
 în proiectarea și construirea
 structurilor geotehnice.



L'Annuaire de l'Institut de Géologie et de Géophysique a été publié le long des années sous les titres suivants:

Anuarul Institutului Geologic al României, t. I-XV (1908-1930)

Anuarul Institutului Geologic al României (Annuaire de l'Institut Géologique de Roumanie) t. XVI-XXII (1931-1943)

Anuarul Comitetului Geologic (Annuaire du Comité Géologique) t. XXIII-XXXIV (1950-1964)

Anuarul Comitetului de Stat al Geologiei (Annuaire du Comité d'Etat pour la Géologie) t. XXXV-XXXVII (1966-1969)

Anuarul Institutului Geologic (Annuaire de l'Institut Géologique) t. XXXVIII-XLII (1970-1974)

Anuarul Institutului de Geologie și Geofizică (Annuaire de l'Institut de Géologie et de Géophysique) depuis le vol. XLIII-1975



MINISTÈRE DE LA GÉOLOGIE
INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

ANNUAIRE DE L'INSTITUT de GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

TOME LX



travaux du XII^{ème} congrès
de l'association géologique
carpatho - balkanique

TECTONIQUE
PÉTROLE ET GAZ



Institutul Geologic al României